

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra

XXV CICLO

**I travertini quaternari della Campania:
caratteri sedimentologici, geochimici e ipotesi genetica**

Pamela Imbriale

Tutor: *Prof.ssa Nicoletta Santangelo*

Co-Tutors:

Prof.ssa Alessandra Ascione

Prof. Alessandro Iannace

Prof. Antonio Santo

Coordinatore: *Prof.ssa Maria Boni*

Alla mia famiglia

SOMMARIO

INTRODUZIONE	4
CAPITOLO 1.	7
1.1 METODOLOGIA	7
1.2 CAMPIONAMENTO	8
1.2.1 SEZIONI SOTTILI	8
1.2.2 ANALISI ISOTOPICHE DEL CARBONIO E DELL'OSSIGENO	9
CAPITOLO 2. PRECEDENTI CONOSCENZE	12
2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA CAMPANIA	12
2.2 ASSETTO IDROGEOLOGICO DELL'APPENNINO CAMPANO	15
2.3 I TRAVERTINI	20
2.3.1 NOMENCLATURA E CLASSIFICAZIONE	22
2.3.2 TRAVERTINI E BIOTA	28
2.3.3 TRAVERTINI E CLIMA	29
2.3.4 TRAVERTINI E TETTONICA	31
2.3.5 DISTRIBUZIONE TRAVERTINI IN ITALIA	32
2.3.6 PRECEDENTI LAVORI SUI TRAVERTINI DELLA CAMPANIA	34
2.3.7 TRAVERTINI E SORGENTI: GEOCHIMICA DELLE ACQUE	36
2.3.8 ANALISI ISOTOPICHE E ANALISI DI CO ₂ E PRINCIPI	37
2.3.8.1 Gli isotopi del Carbonio e dell'Ossigeno nei travertini	38
2.3.8.2 Altri isotopi stabili per lo studio dei travertini	42
CAPITOLO 3. RACCOLTA DATI	45
3.1 CENSIMENTO, SCHEDATURA E CAMPIONAMENTO DEI MAPPABLE TRAVERTINE BODIES	47
3.2 ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE DEI TRAVERTINI IN CAMPANIA	51
3.2.1 ROCCHETTA A VOLTURNO	53
3.2.2 VENA FRO	54
3.2.3 SUIO	60
3.2.4 MINTURNO	64
3.2.5 MONDRAGONE	65
3.2.6 RIARDO	66
3.2.7 TRIFLISCO	67

3.2.8 TELESE E AMOROSI _____	69
3.2.9 CANCELLO _____	73
3.2.10 VILLAMAINA _____	75
3.2.11 LIONI _____	76
3.2.12 SARNO _____	78
3.2.13 PONTECAGNANO _____	80
3.2.14 CONTURSI _____	83
3.2.15 PUGLIETTA - TUFARIELLO - PORTOLA _____	88
3.2.16 TANAGRO _____	88
3.2.17 PAESTUM _____	89
3.2.18 MONTESANO SULLA MARCELLANA _____	94
3.2.19 MONTICCHIO BAGNI _____	95
3.2.20 CAMPIONAMENTO DI CORPI TRAVERTINOSI DI PICCOLA ESTENSIONE ASSOCIATI A SORGENTI CARICHE SOSPese _____	99
3.3 ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE DEI TRAVERTINI _____	100
3.3.1 TRAVERTINI E FAGLIE ATTIVE _____	100
3.3.2 TRAVERTINI E SORGENTI _____	109
3.3.3 SORGENTI CHE DEPOSITANO TRAVERTINO _____	112
3.3.4 IDROGEOCHIMICA DELLE SORGENTI _____	118
3.3.5 CALCOLO DELL'INDICE DI SATURAZIONE RISPETTO ALLA CALCITE _____	128
 <u>CAPITOLO 4. CAMPIONAMENTO E ANALISI DI LABORATORIO _____</u>	 <u>131</u>
 4.1 COMPONENTI PETROGRAFICI E TESSITURE CRISTALLINE DEI TRAVERTINI CAMPANI _____	 134
4.2 LE FACIES DEPOSIZIONALI DEI TRAVERTINI CAMPANI _____	135
4.2.1 TRAVERTINI STROMATOLITICI _____	136
4.2.2 TRAVERTINI FITOERMALI/MICROERMALI _____	138
4.2.3 TRAVERTINI DETRITICI _____	141
4.2.4 CRYSTALLINE CRUSTS TRAVERTINE _____	141
4.2.5 RAFT TRAVERTINE _____	143
4.2.6 DIAGENESI DEI TRAVERTINE CAMPANI _____	146
4.2.7 DEPOSIZIONE ATTIVA _____	148
4.3 CARATTERIZZAZIONE ISOTOPICA DEI TRAVERTINI CAMPANI _____	151
4.3.1 IL RAPPORTO ISOTOPICO DEL CARBONIO NEI TRAVERTINI DELLA CAMPANIA _____	152
4.3.2 IL RAPPORTO ISOTOPICO DEL'OSSIGENO NEI TRAVERTINI DELLA CAMPANIA _____	156
4.4 INTERPRETAZIONE LITOFACIES/FABRICS E SEGNALE ISOTOPICO _____	157
 <u>CAPITOLO 5. CONCLUSIONI _____</u>	 <u>162</u>
 <u>APPENDICE 1 - SCHEDE AFFIORAMENTI _____</u>	 <u>168</u>
 <u>APPENDICE 2 - MICROFOTOGRAFIE DELLE SEZIONI SOTTILI _____</u>	 <u>191</u>

APPENDICE 3 - DATABASE **213**

BIBLIOGRAFIA **223**

RINGRAZIAMENTI **241**

INTRODUZIONE

Questa ricerca vuole apportare nuovi dati sui travertini dell'Italia meridionale e in particolare sulle relazioni che legano la deposizione di corpi travertinosi alla distribuzione di sorgenti mineralizzate e faglie attive. Un recente studio riguardante l'Appennino centro-meridionale (Santo et al., 2011) ha evidenziato che esiste una coincidenza tra la distribuzione territoriale dei sinkholes, la presenza di sorgenti mineralizzate (Del Prete et al., 2010), la risalita di gas endogeni, la deposizione di travertino e le faglie attive, suggerendo che nelle zone in cui le acque minerali sono presenti lungo le principali zone di faglia, il mescolamento di fluidi profondi con acque meteoriche sotterranee può influenzare fortemente la formazione di collapse sinkholes carsici e la deposizione di travertino.

Le cause di tali interrelazioni sembrano risiedere nel fatto che la presenza e l'apertura di nuove fratture favoriscono la circolazione e la risalita di fluidi di derivazione profonda in aree caratterizzate da gradienti geotermici anomali e gli stessi fluidi possono depositare travertini, se caratterizzati da salinità sufficiente (Cakir, 1999). Recentemente è stato coniato il termine "*travitonics*" per indicare la relazione tra la deposizione di travertini e la deformazione fragile (Hancock et al., 1999). Questo suggerisce che la deposizione di travertini può essere considerata indicativa dell'età dell'attività tettonica e, pertanto, usata per rivelare l'attività paleosismica della regione (Minissale, 1991; Altunel, 1994; 2005; Brogi et al., 2010). I travertini sono quindi considerati utili indicatori per la comprensione dei processi di tettonica estensionale (Sibson, 2000; Brogi & Capezzuoli, 2009; Brogi & Capezzuoli, 2009; 2012). D'altra parte, numerosi studi pongono l'accento sul controllo esercitato dal clima e dalle fluttuazioni climatiche nella deposizione di travertino (Dramis et al., 1999; Lojen et al., 2009). I travertini, come altri carbonati continentali, vengono infatti utilizzati per ricostruzioni paleoclimatiche (Andrews, 2006; Garnett et al., 2004), principalmente utilizzando i valori isotopici dell'ossigeno che permettono di calcolare la temperatura alla quale la calcite è precipitata dalla soluzione acquosa (e.g. Friedmann & O'Neil, 1977; Coplen, 2007; Kele et al., 2011) e ottenere informazioni sui percorsi sotterranei delle acque e sui tempi di residenza.

L'Italia centro-meridionale rappresenta un'area "cruciale" per la relativa abbondanza di depositi di travertino, di sorgenti termominerali con emissioni gassose associate e di lineamenti di faglia con attività tardo-quadernaria. L'ubicazione di questi processi è stata messa in relazione all'assetto topografico, idrogeologico, strutturale e alla presenza di un

elevato flusso di calore (Minissale, 2004). Lungo la fascia peri-tirrenica, in particolare, la precipitazione di travertino è comune a molte sorgenti termali ed enormi quantità di travertino (Cipriani et al., 1977) sono state depositate nel corso del Quaternario (Taddeucci e Voltaggio, 1987; Faccenna et al., 1994; Tuccimei et al., 2001; Minissale et al., 2002a). In Campania sono presenti depositi di travertino sia fossile sia in formazione, molti dei quali datati (Buccino et al., 1978; D'Argenio et al., 1983; Brancaccio et al. 1988). Ivi è stato notato che i depositi di travertino si trovano proprio in aree caratterizzate dai principali lineamenti tettonici quaternari (Brancaccio et al., 1988; Santo et al., 2011) e che la loro formazione avviene in genere da sorgenti mineralizzate basali dei massicci carbonatici (D'Argenio & Ferreri, 1988; Golubic et al., 1993; Ford & Pedley, 1996; Minissale, 2004), spesso associate a risalite di gas endogeni (Chiodini et al., 2000) o in aree affette da vulcanismo quaternario. Gli studi precedenti hanno costituito un'importante base dati per indagare le eventuali relazioni della deposizione di travertino e i fenomeni "endogeni". Tale base dati è rappresentata da conoscenza su distribuzione (mappatura) di sorgenti termali, emissioni di CO₂ e faglie indiziate di attività recente (Corniello, 1988; 1996; Cinque et al., 2000; Minissale, 2004; Allocca et al., 2009).

I travertini della Campania sono stati studiati da diversi Autori e in diversi ambiti, ma non è mai stato fatto un lavoro di sintesi che comprendesse e mettesse a confronto tutti i depositi di travertino della Campania.

Si è reputato pertanto necessario provvedere ad una identificazione di tutti i depositi di travertino della regione che riguardasse la distribuzione e l'analisi dei travertini formati tra il Pleistocene superiore e l'Olocene, considerando solo i "Mappable travertine bodies", cioè quei corpi deposizionali che presentano spessori ed estensioni cartografabili alla scala media (tra 1: 25k e 1:100k). Questa tesi raccoglie i risultati di questo studio e comprende:

- Lo studio della distribuzione spaziale dei depositi di travertino mappabili della Campania, rispetto alle principali sorgenti basali dei massicci carbonatici, alle emissioni gassose e alle principali linee tettoniche attive;
- Lo studio delle caratteristiche chimico-fisiche delle sorgenti;
- Gli studi petrografici e isotopici ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) e delle facies dei depositi di travertino della Campania;
- La definizione dell'ambiente di formazione dei travertini in relazione alle caratteristiche chimico-fisiche e isotopiche delle acque madri, al fine di definire i

fattori che controllano la disomogenea distribuzione spaziale dei processi di precipitazione.

- La comprensione del modo in cui gli apporti endogeni contribuiscono alla mineralizzazione e alla maggiore aggressività delle acque e quindi il controllo della tettonica nella formazione dei depositi di travertino.

CAPITOLO 1.

1.1 METODOLOGIA

Il lavoro svolto ha compreso una fase di revisione critica di dati di letteratura associata alla raccolta di dati di campo e alla preparazione e all'analisi di campioni da sottoporre a indagine petrografica e geochemica. Le varie fasi di lavoro sono state le seguenti:

- Studio della distribuzione dei depositi di travertino sulla base di un rigoroso lavoro di ricerca dei "mappable travertine bodies" sulla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 e 1:50.000 (ISPRA, 2012). Ulteriori informazioni sono state estrapolate da sondaggi geognostici e letteratura. Classificazione cronologica dei corpi travertinosi sulla base di dati relativi e/o assoluti disponibili in letteratura.
- Censimento delle principali sorgenti della Campania, a partire dallo studio della Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale (Allocca et al., 2009).
- Raccolta dei dati chimici e fisici disponibili per le stesse sorgenti e per le emissioni gassose *dry* o associate a sorgenti sia termali che fredde in Campania. Sono stati considerati i dati relativi a temperatura, pH, elementi chimici maggiori (Na, K, Ca, Mg etc.), elementi minori ed elementi in tracce (Sr, Cr, Ni, Pb, etc.) quando presenti, salinità totale (TDS), valori di concentrazione di CO₂ e H₂S e valori dei rapporti isotopici dell'ossigeno.
- Creazione di un database contenente circa 330 records così suddivisi per argomenti: oltre 200 records relativi alle sorgenti, oltre 120 relativi ai travertini e circa 10 relativi alle emissioni gassose
- Definizione delle sorgenti che depongono o hanno depositato travertino in passato e confronto dei parametri chimico-fisici caratteristici rispetto a quelli delle sorgenti prive di depositi.
- Campagna di campionamento dei travertini al fine di determinare le caratteristiche dei depositi e i fattori che localmente influenzano la precipitazione di travertino. A questa fase sono seguiti esami di laboratorio riguardanti le caratteristiche chimico-fisiche e isotopiche dei campioni e analisi petrografiche.

1.2 CAMPIONAMENTO

Il campionamento è stato finalizzato a ottenere un campione rappresentativo che potesse, nonostante la minima quantità di materiale prelevato rispetto al volume dell'affioramento, essere significativo per le successive analisi. Nella fase di prelievo dei campioni è stata effettuata una scelta degli affioramenti più rappresentativi. A tal fine si è scelto di prelevare campioni appartenenti allo stesso deposito ma con differenti età (deposizione fossile e attiva) e campioni appartenenti a facies diverse all'interno dello stesso deposito o successione stratigrafica. I campioni prelevati sono stati adeguatamente etichettati e conservati per le successive fasi di analisi.

Dai campioni prelevati sono state preparate sezioni sottili, per analisi petrografiche al microscopio ottico, e polveri per le analisi isotopiche del carbonio e dell'ossigeno.

1.2.1 SEZIONI SOTTILI

Con lo scopo di integrare le osservazioni effettuate in campagna e i dati geochimici dei travertini e delle sorgenti a uno studio dei fabrics presenti, sono state preparate circa 100 sezioni sottili. Il lavoro di preparazione è stato svolto dalla sottoscritta presso il Laboratorio di "Preparazione Rocce in Sezione Sottile" del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli Federico II, nella sede universitaria di Monte Sant'Angelo. La fase di preparazione si è articolata nelle seguenti fasi:

1. taglio del campione attraverso l'uso di una sega a disco rotante. Ogni campione è stato tagliato secondo piani predeterminati in modo da ottenere due slabs di roccia: uno è stato utilizzato per la realizzazione delle sezioni sottili e l'altro è stato utilizzato in parte per il microcampionamento e per il resto è servito alla realizzazione di slabs lucidati per lo studio alla mesoscala delle strutture sedimentarie e dei resti organici. I campioni meno lapidei e più fragili sono stati inglobati in resina dura per permettere di proteggere e preservare le caratteristiche della roccia e di rendere più facile il maneggiamento nelle fasi di analisi.
2. preparazione della superficie, al fine di eliminare le incisioni degli strumenti adoperati per il taglio e ottenere superfici piane e lucide che consentano l'analisi al microscopio. Questa fase è stata realizzata mediante una serie di passaggi successivi nei quali il materiale è stato rimosso meccanicamente dalla superficie

dello slab attraverso l'uso di abrasivi via via più sottili: una prima fase è stata la lappatura, condotta attraverso una macchina lappatrice sulla quale vengono montati dei dischi smeriglianti di carta rigida adesiva a granulometria via via decrescente. Una seconda fase è stata la lappatura manuale, mediante utilizzo di carburo di silicio, per eliminare le irregolarità residue della superficie degli slabs. Infine si è passati alla lucidatura degli slabs, effettuata con ossido di alluminio (Al_2O_3).

3. Incollaggio delle porzioni di roccia lucidate ottenute su vetrini smerigliati.
4. Retrotaglio delle porzioni di roccia incollate e assottigliamento.
5. Finitura attraverso lappatura con disco smerigliante, lappatura manuale e lucidatura finale con Al_2O_3 .

Le sezioni sottili realizzate sono state osservate utilizzando un microscopio Leica DM-EP.

Le microfotografie più significative delle sezioni sottili studiate sono riportate in Appendice 2.

1.2.2 ANALISI ISOTOPICHE DEL CARBONIO E DELL'OSSIGENO

Analisi degli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno sono state condotte sui campioni di travertino prelevati nelle aree di studio. Il campionamento isotopico è stato previsto inizialmente per 34 campioni, scelti tra le varie località studiate sulla base delle età dei depositi e delle caratteristiche degli affioramenti (stratigrafia, età, tipo di facies etc.) e poi esteso ad altri 20 campioni per un totale di 54 campioni analizzati.

Le analisi isotopiche sono state condotte presso l'Isotopen-labor of the Institut für Geologie, Mineralogie and Geophysic della Ruhr-University (Bochum, Germania).

Per la preparazione dei campioni da inviare al laboratorio è stata polverizzata una piccola quantità di travertino (circa 5 milligrammi) attraverso micro campionatura degli slabs realizzati dal taglio della roccia (Fig. 1.1). La micro campionatura dei travertini è stata realizzata dalla sottoscritta presso il Laboratorio di "Preparazione Rocce in Sezione Sottile" del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli Federico II, nella sede universitaria di Monte Sant'Angelo e presso il Laboratorio di Mineralogia e Petrografia nel Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli. La micro campionatura ha riguardato il bulk della roccia ed è stata realizzata attraverso l'utilizzo di un trapano di precisione e di un mortaio (Fig. 1.2). Per evitare una

contaminazione dei campioni si è provveduto, tra una micro campionatura e la successiva, alla pulitura degli strumenti attraverso l'immersione degli stessi in una soluzione di acido cloridrico al 10% prima e, successivamente, in acqua distillata.

Un piccolo quantitativo di polvere (0.5 mg) è stato messo in un forno per 18h a 105°C. I rapporti isotopici del carbonio e dell'ossigeno sono stati misurati sulla CO₂ prodotta dalla dissoluzione con acido ortofosforico a 70°C. Il rapporto isotopico è stato misurato con uno spettrometro di massa del tipo Finnigan Delta S. I risultati ottenuti sono stati riportati in unità per mille [‰] rispetto allo standard isotopico V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite). I valori del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ del carbonio sono stati calibrati sulla base di standards internazionali (NBS19, IAEACO-1 e CO-8) e standards interni (RUB: $\delta^{13}\text{C} = 1.29\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2.44\text{‰}$). La precisione (1σ), monitorata attraverso ripetute analisi degli standards internazionali e di uno standard interno di laboratorio, è $\pm 0.02\text{‰}$ per il carbonio e $\pm 0.04\text{‰}$ per l'ossigeno. I risultati ottenuti dalle analisi isotopiche sono riportati nel cap. 4.



Figura 1.1 Campioni di polveri per analisi isotopiche del carbonio e dell'ossigeno.



Figura 1.2 Micro campionatura dei travertini.

CAPITOLO 2. PRECEDENTI CONOSCENZE

2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA CAMPANIA

L'Appennino meridionale è un segmento della catena appenninica costituito da falde di ricoprimento con vergenza NE sviluppato dal Miocene (Bonardi et al., 1988; Patacca et al., 1990) al Pleistocene inferiore-medio (Amore et al., 1988; Patacca et al., 1990; Patacca & Scandone, 2001) in seguito alla deformazione del margine Adriatico in subduzione (Cello et al., 1990; Cello & Mazzoli, 1999) (Fig. 2.1a).

La sua origine è legata alle ultime fasi di interazione tra la placca Europea e il promontorio apulo-adriatico della placca africana (Cello et al., 1990; Cello & Mazzoli, 1999). La deformazione ha interessato unità stratigrafiche di bacino oceanico e successioni di margine continentale, riferite a piattaforme carbonatiche e bacini pelagici (Parotto & Praturlon 1975; Patacca et al. 1990). Le diverse unità tettoniche sono coperte da successioni terrigene/silicoclastiche riferibili a bacini di avanfossa e wedge top miocenici; inoltre, su tutte le unità poggiano in discordanza successioni clastiche plio-quadernarie riferibili a ulteriori bacini wedge-top (Fig. 2.1 a-b) (Ascione et al., 2012 e relativa bibliografia).

Contemporaneamente alle fasi di accrescimento della catena, a partire dal Tortoniano superiore, per dinamiche di tettonica estensionale, si è formato il bacino di retroarco tirrenico (Patacca et al., 1990; Sartori, 2003 e relativa bibliografia). Nel Tardo Miocene l'estensione di retro-arco nel Mar Tirreno causa ripetuti sprofondamenti di porzioni di catena e, a partire dal Pleistocene inferiore, porta alla formazione dei graben costieri (bacini peritirrenici) della Piana del Garigliano, Piana Campana e Piana del Sele, lungo il fianco sud-occidentale della catena (Patacca et al. 1990). A partire dal Pleistocene medio, all'interno di alcuni di questi graben si sviluppa vulcanismo (Brocchini et al., 2001; Rolandi et al., 2003): nella Piana del Garigliano l'attività del vulcano di Roccamonfina ha inizio intorno a 600 ka (Rouchon et al., 2008 e relativa bibliografia) e, nella Piana Campana, si registra circa 400.000 anni fa l'inizio dell'attività del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e, quindi, quella del distretto vulcanico Flegreo (Brocchini et al., 2001; Rolandi et al., 2003).

All'inizio del Pleistocene medio cessa il raccorciamento (Patacca & Scandone, 2001), la catena e l'avanfossa bradanica diventano oggetto di sollevamento e inizia una fase deformativa a carattere estensionale (Cinque et al., 1993; Hippolyte et al., 1994; Schiattarella, 1998) che è responsabile della formazione di ampie depressioni localizzate nella porzione assiale della catena, delimitate da faglie ad andamento NW-SE e NE-SW (Santangelo, 1991; Cinque et al., 1993; Hippolyte et al., 1994; Caiazza et al. 2006).

L'estensione attiva dal Pleistocene medio è caratterizzata da una direzione di estensione NE-SO, coerente con la direzione di estensione risultante dalla sismicità e da misure di stress attivo (Cello et al., 1982; Gasparini et al., 1985; Hippolyte et al., 1994; Montone, 1997; Cinque et al., 2000; Vannucci et al., 2004). Questa fase deformativa può ritenersi ancora attiva in quanto presenta direzione di estensione analoga a quella risultante dai dati sismologici (Westaway & Jackson, 1987), paleosismologici (Pantosti et al., 1993a; 1993b; Michetti et al., 1996) e storici (Boschi et al., 1995; Valensise & Pantosti, 2001), nonché dalle misure di stress in pozzi (Montone, 1997). Essa, infatti, è responsabile della sismicità che interessa la porzione assiale della catena (Cello et al., 1982; Gasparini et al., 1985; Hippolyte et al., 1994) e si manifesta quasi esclusivamente attraverso la riattivazione di discontinuità preesistenti (Caiazza, 2000). La sismicità che interessa la zona assiale della catena è caratterizzata da terremoti con meccanismi focali di tipo estensionale e profondità ipocentrali in genere minori di 15-20 km (Gasparini et al., 1985; Westaway & Jackson, 1987; Bernard & Zollo, 1989; Pantosti & Valensise, 1990) di intensità moderata e punteggiata da eventi di forte intensità (intensità Mercalli-Cancani-Sieberg anche maggiore di X MCS) ed elevata magnitudo, come i terremoti del 1694, 1930, 1962 e 1980 (Fig. 2.1 C) (Westaway & Jackson, 1984; 1987; Bernard & Zollo, 1989; Porfido et al., 2002; Serva et al., 2007; Locati et al., 2011). In superficie, le zone di faglia "attive", ovvero quelle che mostrano evidenza di attività nel tardo-Quaternario, sono prevalentemente di tipo estensionale, con orientazioni dominanti da NW-SE a WNW-ESE e E-W (Ascione et al., 2013a), e tassi di scorrimento medi contenuti (nell'ordine di pochi decimi di mm/a; Cinque et al., 2000), coerenti con quelli ottenuti dagli studi paleosismologici condotti nella regione (Pantosti et al., 1993a; 1993b; Galli & Galadini, 2003; Galli et al., 2006). Esse si localizzano prevalentemente nella porzione assiale della catena. Le strutture "attive" includono zone di faglia segmentate della lunghezza complessiva di 15-20 km, e sistemi di faglia costituiti da segmenti subparalleli, talvolta en-échelon, ciascuno della lunghezza di 5-8 km (Ascione et al., 2013a).

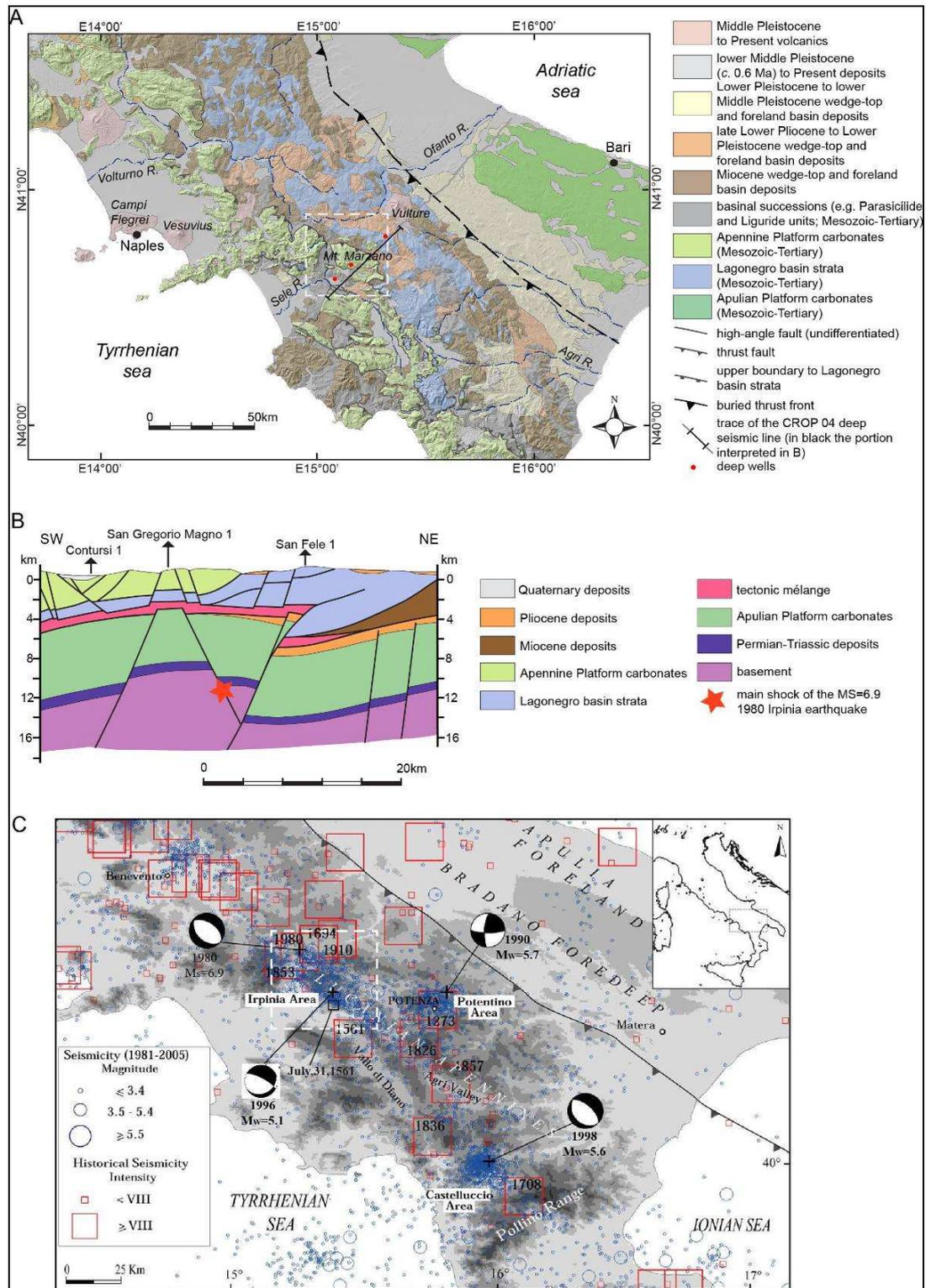


Figura 2.1 Source: Ascione et al. (2013a). (A) Carta geologica dell'Appennino meridionale. (B) Sezione geologica prodotta dalla reinterpretazione di profili sismici a riflessione (Mazzotti et al., 2007) integrati con dati di superficie. (C) Sismicit  dell'Italia dal 1981 al 2005 (CPTI Working Group, 1999; Castello et al., 2005), che mostra terremoti storici e meccanismi focali dei tre maggiori eventi avvenuti nelle ultime decadi. Sono inoltre riportati il sisma del 31 luglio 1561, I \geq VIII MCS (da Guidoboni et al., 2007, e riferimenti compresi), e il meccanismo focale del sisma del 3 aprile 1996 di MW = 5.1, 3 (da Cocco et al., 1999). La figura C   modificata da Maggi et al. (2009).

2.2 ASSETTO IDROGEOLOGICO DELL'APPENNINO CAMPANO

L'Appennino campano è caratterizzato da una forte eterogeneità dal punto di vista idrogeologico, riconducibile alla presenza di differenti unità stratigrafico-strutturali, deformate e accavallate a formare la struttura della catena appenninica. I differenti ambienti di sedimentazione da cui questi depositi hanno avuto origine si riflettono sulle loro caratteristiche idrogeologiche. Come riportato da Allocca et al. (2009) in Campania le unità paleogeografiche possono essere raggruppate in quattro ambiti idrogeologici identificabili in: a) terreni carbonatici mesozoici che costituiscono i principali rilievi della regione; b) terreni cretaceo-cenozoici ascrivibili alle successioni di bacino, che costituiscono prevalentemente i rilievi montuosi minori o collinari; c) depositi alluvionali ed epiclastici plio-quadernari che costituiscono le pianure alluvionali e costiere; d) terreni vulcanici dei centri eruttivi plio-quadernari.

I rilievi carbonatici mesozoici costituiscono l'ossatura portante dell'Appennino e le maggiori fonti di approvvigionamento idropotabile dell'Italia meridionale, con un deflusso sotterraneo medio stimato in circa $4.100 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$ (Allocca et al., 2009). La porosità di questi depositi è dovuta essenzialmente all'elevato grado di fratturazione dei calcari e alla presenza di un diffuso carsismo che ha creato numerose cavità carsiche ipogee ed epigee ed ha contribuito a sviluppare maggiormente la fratturazione delle rocce. L'ubicazione delle manifestazioni sorgentizie all'interno di queste unità è influenzata dai rapporti geometrici con le unità geologiche circostanti, ad esempio spesso queste unità risultano tamponate da terreni silicoclastici miocenici o da terreni vulcanici o da sedimenti marini o continentali plio-quadernari. Tali sorgenti possono essere ricondotte alle seguenti tipologie (Civita, 1972): per soglia di permeabilità sopra imposta e sotto imposta all'acquifero, per limite di permeabilità definito e indefinito, per affioramento della piezometrica. Gli acquiferi carbonatici sono caratterizzati da falde principali e falde sospese, spesso in connessioni con le principali. Da questi contatti prendono vita le principali sorgenti basali dell'Appennino, caratterizzate da elevate portate (fino a 7000 l/s).

Acquiferi minori sono costituiti da depositi plio-quadernari che costituiscono pianure alluvionali, pianure costiere e conche intramontane. Questi depositi si sono formati in differenti ambienti sedimentari (depositi di versante, depositi alluvionali e depositi marini costieri) e sono caratterizzati da permeabilità per porosità, dovuta alla natura clastica dei

sedimenti. Gli acquiferi costituiti da questi terreni si presentano come eterogenei e anisotropi.

Acquiferi di notevole importanza sono costituiti dagli apparati vulcanici formati tra la fine del Pliocene e il Pleistocene, che comprendono: Roccamonfina (al confine con il Lazio), Campi Flegrei, Ischia, Somma-Vesuvio e Vulture (al confine con la Basilicata). Le acque di questi acquiferi sono particolarmente importanti per le loro peculiari caratteristiche chimico-fisiche (in particolare mineralizzazione) e organolettiche, che conferiscono loro un elevato valore economico.

Infine, terreni cretaceo-cenozoici ascrivibili alle successioni di bacino, costituiscono acquiferi di importanza minore, permeabili per fessurazione e porosità. Questi depositi costituiscono i rilievi montuosi minori o collinari dell'Appennino meridionale e danno vita a manifestazioni sorgive con portate che raramente superano i $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (Allocca et al., 2009).

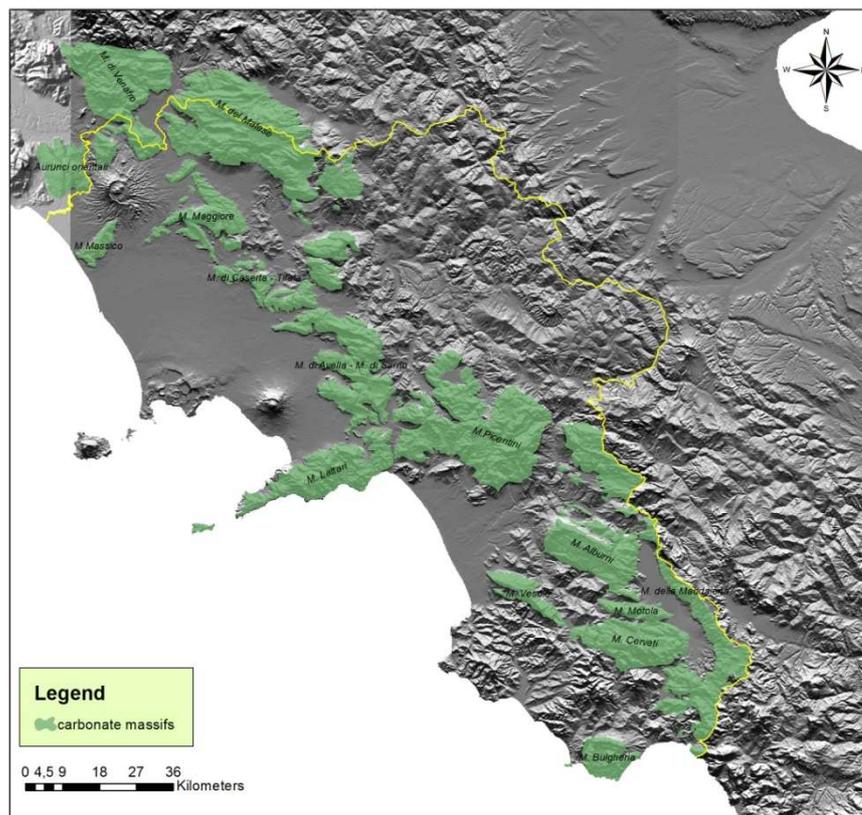


Figura 2.2 Rilievi carbonatici mesozoici della Campania.

I principali acquiferi della Campania sono quindi costituiti dai rilievi carbonatici mesozoici (Fig. 2.2) che formano la parte centrale dell'Appennino meridionale e da questi acquiferi scaturiscono le principali sorgenti basali della Campania. Da Nord verso Sud, in particolare, le principali strutture idrogeologiche sono:

- le Mainarde, gruppo calcareo dell'Appennino abruzzese-laziale, da cui scaturiscono le importanti sorgenti di Capo Volturno;
- il Monte Massico, che delimita la porzione Nord-occidentale della Piana Campana e da cui scaturiscono le sorgenti di Mondragone e Sinuessa, caratterizzate da acque ad elevata mineralizzazione e, in genere, alte temperature;
- i Monti di Venafro, da cui scaturisce la sorgente Capo D'Acqua a Pozzilli;
- i Monti Aurunci orientali, dalle cui pendici sud-orientali scaturiscono le sorgenti di Suio, caratterizzate in genere da acque fortemente mineralizzate e con temperature che in alcuni casi superano i 50°C. Tali caratteristiche sono senz'altro da attribuire alla presenza, in adiacenza, del distretto vulcanico di Roccamonfina e rendono tali acque idonee allo sfruttamento a scopi termali (Terme Alba, Terme Faramondi, Terme Tomassi, Terme Ciorra). Nella zona compresa tra il Roccamonfina ed i rilievi carbonatici di Monte Maggiore emergono invece le sorgenti di Ferrarelle e Sant'Agata, anch'esse fortemente mineralizzate e caratterizzate da contenuti gassosi che le rendono idonee all'imbottigliamento.
- il Massiccio del Matese, importante acquifero carbonatico delimitato da faglie dirette e inverse che lo mettono in contatto con depositi in facies di flysch che svolgono un'azione di tamponamento. Tale struttura presenta un comportamento idrogeologico molto articolato (Celico, 1978 e 1983; Celico & Casale, 1995) e da essa scaturiscono numerose sorgenti di elevata portata (Seggia d'Orlando, Boiano Biferno, Prata, Torano e Maretto) e lungo il margine meridionale dello stesso, sorgenti mineralizzate (e.g. Telese Terme).
- i massicci carbonatici mesozoici che bordano la piana Campana (Monte Maggiore, Monti di Caserta - Tifata, Monti di Sarno e Monti di Avella) presentano, lungo il margine tirrenico, numerose manifestazioni sorgentizie che devono intendersi come punti di recapito delle importanti falde circolanti nei massicci, tamponati verso Ovest dai depositi alluvionali e piroclastici della piana campana. Fanno parte di

queste emergenze le sorgenti di Triflisco, Sarno (Mercato-Palazzo, Santa Maria la Foce, San Marino di LAVORATE e San Mauro) e Canello (Mofito e Calabritto).

- i Monti Picentini insieme con il Gruppo Monte Marzano - Monte Ognà sono costituiti da unità di piattaforma carbonatica mesozoica. I carbonati che costituiscono i Monti Picentini si presentano nella parte meridionale (Gruppi del Mai, Accellica e Polveraccio), dominati da termini di natura prevalentemente dolomitica e calcareo-dolomitica, mentre, nella parte settentrionale del Massiccio (Gruppi del Terminio e del Cervialto), predominano termini di natura essenzialmente calcarea. A questa differenziazione litologica e, di conseguenza anche morfologica, corrispondono differenti comportamenti rispetto ai fenomeni di infiltrazione e circolazione delle acque sotterranee dato che nei Picentini settentrionali, a differenza di quelli meridionali, prevalgono i fenomeni carsici su quelli lineari. Dalla struttura idrogeologica dei Monti Picentini scaturiscono le sorgenti nell'area di Pontecagnano (tra le quali le sorgenti di Sette Bocche e San Benedetto) sul margine della Piana del Sele, le sorgenti Urciuoli, Acquaro-Pelosi, Pollentina, Peschiera, Bagno della Regina e Scorzella, lungo il margine settentrionale del Massiccio e le sorgenti di Piceglia, Quaglietta e Caposele nella zona sud-orientale. A cavallo tra i Monti Picentini e il gruppo Monte Marzano Monte Ognà si trovano poi le sorgenti di Contursi (Capasso, Rosapepe, Cappetta, Acqua sulfurea, Volpacchio etc.).
- il massiccio dei Monti Lattari da cui scaturisce il fronte sorgentizio di Castellammare di Stabia, individuato da discontinuità tettoniche che ribassano le strutture carbonatiche al di sotto dei depositi quaternari della Piana di Sarno. Qui emergono le sorgenti di Vanacore e Scrajo, caratterizzate da importanti proprietà terapeutiche.
- il massiccio dei Monti Alburni, formato da una potente pila di calcari mesozoici costituiti da calcari dolomitici e calcari prevalentemente di retroscogliera che si presentano in una monoclinale bordata da grandi faglie marginali. Da questa struttura idrogeologica scaturiscono le sorgenti di Pertosa, Castelvita e Auso e le sorgenti di Regina Tanagro e Sagaria Tanagro;
- il gruppo Monte Cervati - Vesole da cui scaturiscono le sorgenti di Paestum (Acqua Salsa e Capodifiume) caratterizzate da acque prevalentemente clorurato-alcaline fortemente mineralizzate. Altre sorgenti alimentate da questa struttura

idrogeologica sono le sorgenti di Fontanella Sottana, Fontanella Soprana, Riofreddo, Bussento - Varco la Peta, Fistole del Faraone, Le 12 Fistole e Morigerati. Tali emergenze si manifestano generalmente laddove l'unità carbonatica di M.te Cervati - M.te Vesole viene in contatto con depositi flyscioidi a bassissima permeabilità.

- i Monti della Maddalena, che costituiscono una dorsale delimitata, a sud-ovest e a nord-est, dalle discontinuità tettoniche sulle quali si sono impostati rispettivamente il Vallo di Diano e le Valli del Melandro e dell'Agri. Da questa struttura idrogeologica, costituita da una successione di rocce carbonatiche sovrapposte alle unità del bacino Lagonegrese, scaturisce la sorgente di Montesano sulla Marcellana, caratterizzata da acque oligominerali fredde;
- l'apparato vulcanico del Monte Vulture, da cui scaturiscono, tra le altre, le acque mineralizzate della sorgente Gaudianello;
- acquiferi minori in flysch, da cui scaturiscono le sorgenti di San Teodoro a Villamaina e delle Mefite d'Ansanto a Rocca San Felice, caratterizzate rispettivamente da acque bicarbonato-calciche ipotermali e da acque solfato-calciche con bassi valori del pH (Di Nocera et al. 1999). Le Mefite d'Ansanto, insieme con alcune sorgenti di Contursi, costituiscono importanti punti di emissione di CO₂ non vulcanica.

2.3 I TRAVERTINI

Il travertino è una roccia carbonatica continentale che precipita chimicamente in prossimità di sorgenti, corsi d'acqua, occasionalmente laghi ed è costituita da calcite e aragonite, con una porosità intercrystallina da bassa a moderata e spesso una elevata porosità secondaria, dovuta alla decomposizione di organismi e piante che vengono inglobati al momento della precipitazione (Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 2005). La porosità può essere anche dovuta alla perdita di volatili durante la precipitazione.

Il processo di formazione del travertino è dovuto alla precipitazione del carbonato di calcio dalle soluzioni acquose in cui è disciolto, generalmente in seguito a perdita di CO₂. Il processo di precipitazione è dovuto all'arricchimento delle soluzioni in ioni calcio e ioni bicarbonato quando l'anidride carbonica attacca chimicamente il carbonato di calcio attraverso la dissoluzione delle rocce (Pentecost, 2005), secondo la reazione:



Quando le acque, così arricchite in bicarbonato di calcio, vengono a giorno, ad esempio attraverso una sorgente, il biossido di carbonio disciolto viene perso per volatilizzazione (a causa della minore concentrazione dello stesso nell'atmosfera) e avviene la precipitazione del carbonato di calcio, secondo l'inverso della reazione (1). Il principale processo di perdita del biossido di carbonio è il semplice degassamento, in alcuni casi in relazione a regimi di flusso turbolenti. La volatilizzazione della CO₂ induce infatti un aumento del pH della soluzione e porta la stessa verso la sovrasaturazione della calcite e quindi verso la deposizione (Buhmann & Dreybrodt, 1985; Herman & Lorah, 1987; Dreybrodt et al., 1992; Liu et al., 1995, 1997, 2003; Pentecost & Zhang, 2001). È stato provato che la perdita della CO₂ e la conseguente precipitazione del carbonato, può essere associata anche all'attività biotica, e.g. di alghe e batteri (biofilms) (Chafetz & Folk, 1984; Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996; Riding & Liang, 2005; Andrews & Brasier, 2005). In condizioni anaerobiche la precipitazione di travertino può essere influenzata dall'azione di batteri riduttori di solfati (Dupraz & Visscher, 2005).

Il processo di precipitazione del travertino è influenzato da numerosi fattori, che comprendono sia le caratteristiche proprie delle acque, come le caratteristiche chimico-fisiche, la *pCO*₂, la temperatura, il tipo di regime idrico, che le caratteristiche dell'area di deposizione, come la morfologia, l'idrogeologia dell'area e la presenza di vegetazione e

microrganismi. In linea di massima la quantità di travertino che viene deposto è proporzionale al contenuto di CO₂ in degassamento dalle acque. Il sistema deposizionale dei travertini è "dinamico" ossia allontanandosi dal punto di emissione dell'acqua variano le caratteristiche chimico-fisiche della soluzione e variano perciò anche le caratteristiche dei travertini deposti, da una zona più prossimale verso la zona più distale (Liu et al., 1995), caratterizzata da diversa temperatura delle acque e differente contenuto di CO₂ e di CaCO₃, in conseguenza della progressiva precipitazione.

L'origine della CO₂ è fondamentale nel processo di formazione del travertino e molti autori hanno utilizzato questo parametro come base per le classificazioni geochemiche dei travertini (Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 2005).

Le potenziali sorgenti di CO₂ per le acque da cui precipita travertino sono riportate nella Fig. 2.3, tratta da Crossey et al. (2009).

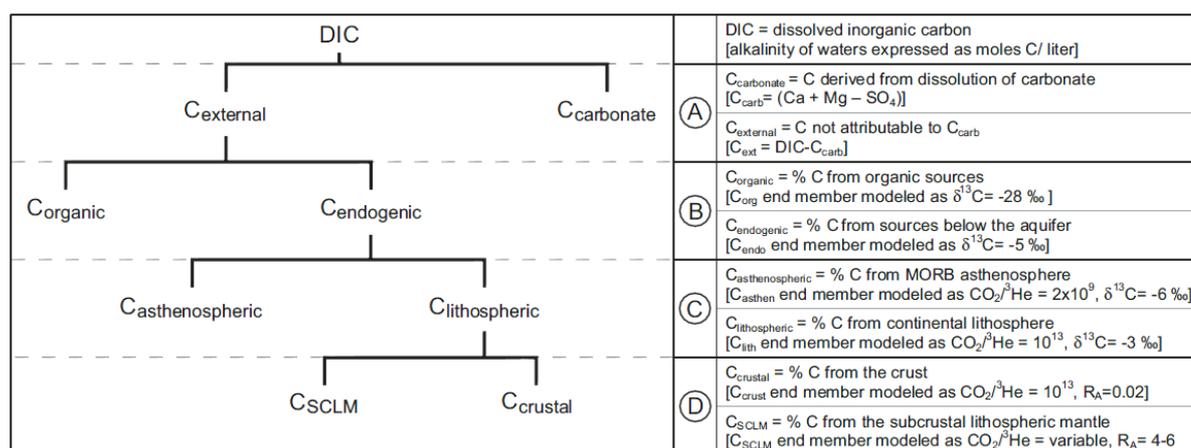


Figura 2.3 Diagramma di flusso e nomenclatura per le differenti sorgenti di CO₂. Source: Crossey et al. (2009). La differente origine della CO₂ viene determinata sulla base di: A) chimica delle acque; B) valori chimici e isotopici del C delle acque; C) Valori isotopici del C e CO₂/³He. Abbreviazioni: MORB - mid ocean ridge basalt; SCLM - subcontinental lithospheric mantle.

Lo studio dei depositi di travertino risulta utile per ricostruzioni paleoambientali, correlazioni tettoniche e definizione dei regimi idrologici, ma si presenta complesso a causa delle caratteristiche deposizionali di questi depositi. I travertini infatti, per la loro natura sono spesso molto porosi e caratterizzati da elevata erodibilità; si formano in prossimità di zone ove si ha passaggio di acque (sorgenti, corsi d'acqua etc.). In genere, inoltre, costituiscono corpi con estensioni e spessori ridotti e sono facilmente soggetti a dissoluzione ed erosione.

Quanto detto risulta valido anche per le datazioni dei depositi di travertino. La datazione, assoluta o relativa, risulta complicata dalla frequente presenza di materiali alloctoni contaminanti o dalla diagenesi (Schwarcz, 1990). Le datazioni relative possono basarsi sulla presenza di markers stratigrafici affidabili quali tephra, paleosuoli o livelli archeologici noti. Un esempio in Campania è il marker *Ignimbrite Campana* (Rolandi et al., 2003). Le datazioni assolute dei travertini, invece, vengono generalmente effettuate attraverso metodi basati sul decadimento radioattivo di isotopi instabili, oppure mediante metodi per intrappolamento di carica (Tuccimei, 2011).

I metodi di datazione radiometrica si basano sulla presenza, nelle rocce, di isotopi instabili che si trasformano, emettendo particelle di varia natura, in altri isotopi stabili. Per i travertini, il metodo più usato è quello dell'U-Th, basato sulla misura del rapporto $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, elementi radioattivi della famiglia dell'uranio-238, di cui il Th-230 è il prodotto del decadimento radioattivo dell'U-234 intrappolato nella roccia al momento della formazione. L'età massima databile con sufficiente precisione è nell'ordine dei 350.000 anni dal presente (Tuccimei, 2001). Questo metodo di datazione è stato utilizzato in numerosi studi, anche per i travertini italiani (Brancaccio et al., 1988; Faccenna et al., 2008a; 2008b; De Filippis et al., 2011; Pola et al., 2011; 2014).

I metodi di datazione per intrappolamento di carica si basano invece sul fatto che i depositi da datare contengono piccole quantità di elementi radioattivi (uranio, torio e potassio radioattivo). Questi elementi decadono a velocità costante e nota, emettendo radiazioni che bombardano la struttura cristallina "dislocando" alcuni elettroni che vengono poi intrappolati nei punti di imperfezione del reticolo. Considerando una dose di radiazione costante, l'ammontare di elettroni intrappolati è proporzionale alla radiazione accumulata e al tempo trascorso da un evento di "azzeramento".

2.3.1 NOMENCLATURA E CLASSIFICAZIONE

Il termine travertino deriva dal latino *lapis tiburtinus* in riferimento ai depositi della città di Tibur, oggi Tivoli, in Lazio. Il termine viene generalmente utilizzato in italiano per indicare indistintamente un'ampia varietà di carbonati continentali depositi per precipitazione chimica in ambienti di acqua dolce (in prossimità di sorgenti, calde o fredde, corsi d'acqua, occasionalmente laghi) e si riferisce pertanto a depositi formati in condizioni chimico-fisiche, biologiche e climatiche anche molto differenti (Gandin &

Capezzuoli, 2008) che presentano un'ampia varietà di litofacies (travertini fitoermali, fitoclastici, sabbie calcaree etc.) da ben cementate a sciolte, da stratificate a laminate a massicce e di associazioni di queste facies (D'Argenio & Ferreri, 1987).

In seguito alla molteplicità dei processi e dei fattori che influenzano la precipitazione e delle forme presenti i travertini possono essere classificati secondo numerosi criteri. Pentecost e Viles (1994) ne identificano tre principali: la geochimica della CO₂, le tessiture (fabric) del travertino e la morfologia dei depositi. Altre classificazioni si basano su parametri geomorfologici (e.g. Julia, 1983; Chafetz & Folk, 1984), sedimentologici (e.g. Ferreri, 1985; D'Argenio et al., 1983; D'Argenio & Ferreri, 1988; Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996), botanici (e.g. Irion & Muller, 1968) etc.

Una classificazione basata sulla geochimica è stata proposta da Pentecost & Viles, 1994 che distinguono i travertini in *meteogene travertine* e *thermogene travertine* sulla base dell'origine del biossido di carbonio contenuto in soluzione. I *meteogene travertine* derivano da una CO₂ di origine meteorica, cioè connessa a terreno e atmosfera, mentre i *thermogene travertine* derivano da una CO₂ di origine endogena, principalmente legata all'interazione tra rocce e fluidi di derivazione profonda ricchi di CO₂ (Pentecost & Viles, 1994) e quindi connessa ad attività tettonica o vulcanica. La differente origine della CO₂ disciolta in soluzione si tramuta in una diversa composizione (massa e isotopi), in differenti tenori dei parametri chimici nelle acque e nei travertini e in diverse morfologie e fabrics. Le differenze tra le due classi di rocce sono rappresentate nella Tab.2.1 tratta da Pentecost (2005) e riguardano soprattutto mineralizzazione, *pCO*₂, valori isotopici del ¹³C, pH, fabric e morfologie tipiche. I *meteogene travertine* sono i più diffusi e tipicamente si formano in regioni in cui i principali acquiferi sono costituiti da carbonati, o occasionalmente evaporiti (gesso) da sorgenti di bassa temperatura di origine sia fluvio-palustre che carsica. La temperatura delle acque, tuttavia, può essere elevata se le acque sono circolate in profondità. Nei *thermogene travertine* il biossido di carbonio che in questo caso può derivare da una serie di fonti, tra cui idrolisi e ossidazione del carbonio ridotto, decarbonatazione del calcare o direttamente dal mantello (Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 2005), soprattutto nelle zone tettoniche e vulcaniche attive, e l'alta temperatura rendono le acque capaci di dissolvere grandi volumi di rocce carbonatiche. Il tasso di deposizione da queste acque tende ad essere elevato.

Tabella 2.1. Source: Pentecost (2005).

Origin	Carrier	DIC mmol L ⁻¹	pCO ₂ vol-%	δ ¹³ C (PDB‰) of travertine	pH	Typical morphology	Typical fabrics	
Meteogene								
Evasive	Ambient	soil	2–8	1–10	–12 to –3	7–8.1	Stream crust, cascade, river dam, oncoids, stalagmites	Algal bushes and laminae, bryophy- tes and phytoclasts. Mouldic porosity
	Super- ambient	soil	2–8	1–10	–12 to +2	7–8.1	Stream crust, cascade, river dam	Algal bushes and laminae, bryophytes and phytoclasts. Mouldic porosity
Invasive		atmos- phere	<1	<0.03	–20 to –9	9–11	Stream crust, river dam	Limited biofabric, usually sinter-like
Thermogene								
		mantle, magma, decarbon- ation	12–50	20–70	–1 to +10	6–7	Mounds and fissure ridges	Bacterial and cyano- bacterial shrubs and laminae, abiogenic shrubs. Fenestral porosity.

Oltre alla classificazione descritta sopra, nella nomenclatura internazionale i travertini vengono più comunemente distinti in *travertine* e *calcareous tufa* o *tufa* (Pedley, 1990; 2009; Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996; Capezzuoli et al., 2014). Il termine *travertine* (Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996) potrebbe essere erroneamente associato al significato italiano di "travertino", invece si riferisce a sedimenti carbonatici precipitati nelle vicinanze di sistemi idrotermali con fabric primario cristallino e prevalentemente inorganico (Ford & Pedley, 1996), laminazione regolare spesso con grandi cristalli (Chafetz & Folk, 1984) associata a batteri e Cianobatteri e inclusioni di bolle di gas (Gandin & Capezzuoli, 2008; 2014). Fanno parte di questa categoria i travertini di Tivoli (Faccenna et al., 1994) e Rapolano Terme (Guo & Riding, 1992; Chafetz & Folk, 1984). I *travertine* si depositano da acque la cui pressione parziale di CO₂ è di gran lunga superiore a quella che si trova nel suolo, con alti contenuti in Carbonio Inorganico Disciolto Totale TDIC ed elevate concentrazioni di magnesio, stronzio e zolfo (Capezzuoli & Gandin, 2004 e riferimenti compresi) e presentano di norma un valore positivo del δ¹³C (Capezzuoli et al., 2014). Essi sono poco dipendenti dal clima e sono considerati utili indicatori per la comprensione dei processi di tettonica estensionale (Minissale, 1991; Hancock et al., 1991; Sibson, 2000; Brogi et al., 2010; 2012) e dell'evoluzione di sistemi geotermali (Pola et al., 2014). Le acque da cui precipitano i *travertine* possono essere calde, ma non è sempre così. Inoltre i tassi di deposizione sono generalmente alti (>>10 mm/a) (Pentecost, 2005). In genere batteri e Cianobatteri sono gli unici organismi che riescono a sostenere le

condizioni estreme che caratterizzano le sorgenti idrotermali (per temperatura, pH, presenza di solfuri e tassi di deposizione) (Ford & Pedley, 1996; Evans, 1999; Gandin & Capezzuoli, 2008).

Il termine *calcareous tufa*, o *tufa* (Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996; Pedley, 2009) deriva invece dal termine latino “Tophus” che veniva utilizzato in antichità per indicare materiali da costruzione teneri e di facile estrazione (Ford & Pedley, 1996; Julià, 1983). Il termine si riferisce pertanto a carbonati continentali derivanti da acque di origine fluvio-palustre e carsica che comunemente incrostano organismi vegetali superiori (briofite, giunchi etc.) e invertebrati, e che presentano stratificazione poco evidente, elevata porosità e tassi di deposizione generalmente bassi (raramente maggiore di 10 mm/a) (Pentecost, 2005). I *calcareous tufa* sono considerati tra i migliori recorder paleoclimatici e paleoambientali (Carrara et al., 1998; Makhnack et al., 2000) e possiedono basse concentrazioni di TDIC e di calcio disciolto con scarsi contenuti di magnesio, stronzio e un accentuato impoverimento in ^{13}C (Pentecost, 2005). Gli ambienti deposizionali tipici dei *calcareous tufa* sono diversificati e influenzati anche da vegetazione e animali che possono indurre lungo il percorso delle acque modificazioni geomorfiche spesso rilevanti (Violante et al., 1996). Le diverse caratteristiche dell'ambiente di formazione si riflettono in differenti caratteristiche litologiche e petrologiche. I principali ambienti di deposizione dei *calcareous tufa* sono sorgenti fredde/sospese, corsi d'acqua, sistemi cascata/terrazzi/pendio, laghi, paludi (Capezzuoli & Gandin, 2004).

Nonostante questa classificazione, gli accumuli di carbonati continentali, soprattutto quelli più estesi e potenti, sono difficilmente classificabili come *travertine* oppure come *calcareous tufa*, in quanto esistono una serie di depositi che presentano caratteristiche intermedie tra le due tipologie; inoltre i *calcareous tufa* possono costituire la naturale continuazione distale dei *travertine*, formati da acque di origine idrotermale che, per fenomeni di diluizione, deplezione e raffreddamento, hanno acquisito caratteristiche chimico-fisiche accessibili alla componente biotica e, in particolare alle piante superiori (Ford & Pedley, 1996; Capezzuoli & Gandin, 2004).

Una classificazione basata invece sui caratteri tessiturali dei travertini depositi prevalentemente da acque a temperatura ambiente è quella proposta da Buccino et al. (1978) e successivamente integrata dai lavori di D'Argenio et al. (1983); Ferreri (1985); Brancaccio et al. (1986); D'Argenio & Ferreri (1987; 1988); Violante et al. (1994; 1996).

In base alle tessiture e le strutture sedimentarie presenti, i travertini vengono distinti in due gruppi: i travertini autoctoni e i travertini detritici. I travertini autoctoni si formano a seguito di rapidi processi di precipitazione su strutture vegetali nella loro originaria posizione di crescita (incrostazioni in situ). Secondo questa classificazione, in base al tipo di materiale biologico incrostato, e alla taglia degli organismi, distinguono 3 gruppi di travertini: travertini stromatolitici, travertini microermali e travertini fitoermali (Tab.2.2).

Tabella 2.2. Classificazione tessiturale dei travertini. Tratta da: D'Argenio & Ferreri (1988).

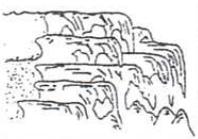
TRAVERTINI	AUTOCTONI	Distinti in base al tipo di materiale organico incrostato	STROMATOLITICI	Incrostazioni su batteri (e.g. Cianobatteri)	Strutture laminate
			MICROERMALI	Incrostazione su microfite (e.g. alghe verdi)	Strutture costituite da microtubuli intrecciati
			FITOERMALI	Incrostazioni su macrofite (e.g. canne, muschi)	Strutture (impalcature rigide)
	DETRITICI	Distinti in base a granulometria, grado di cementazione e rapporto matrice/cemento	TRAVERTINI FITOCLASTICI	Fraz.sabb.0-10%;	
			CALCARENITI/CALCIRUDITI FITOCLASTICHE	Fraz.sabb. 10-50	
			SABBIE FITOCLASTICHE	Fraz.sabb. 50-90%	
			SABBIE CALCAREE	Fraz.sabb. 90 - 100%	

I travertini detritici presentano una caratteristica tessitura clastica, formata da frammenti (prevalentemente di natura vegetale) di materiali incrostati (fitoclasti) spesso orientati nel senso del flusso. Essi vengono ulteriormente classificati sulla base dei valori granulometrici, della cementazione e del rapporto matrice/cemento in travertini fitoclastici, calcareniti/calciruditi fitoclastiche, sabbie fitoclastiche e sabbie calcaree (Violante et al., 1994) (Tab. 2.3). Un'altra particolare litofacies detritica è data dai travertini bibliolitici, formati per incrostazioni di pacchi di foglie.

Tabella 2.3. Classificazione di travertini detritici con trasporto limitato o nullo. Source: D'Argenio & Ferreri (1987).

CLASTIC TRAVERTINE (1) (Incrusted grains, limited or no transport)				
Less than 10 % > 2mm Phytoclasts			Greater than 10 % > 2mm phytoclasts	
With calcareous sand matrix ≤ 2mm (3)		Without calcareous sand (3)		
Matrix supported		Grain supported		
≥ 50 %		< 50 % > 10 %		≤ 10 %
calcareous matrix				
< 10 % phytoclasts		> 10 % phytoclasts		
Calcareous Sand TAVERTINE SAND	Phytoclastic Sand	PHYTOCLASTIC CALCARENITE	PHYTOCLASTIC (GRAINSTONE) TRAVERTINE	PHYTOCLASTIC CALCIRUDITE
				PHYTOCLASTIC (RUDSTONE) TRAVERTINE

Tabella 2.4 Principali associazioni di litofacies e rispettivi paleoambienti per i depositi di travertino studiati in Italia meridionale. Source: d'Argenio & Ferreri (1988).

ASSOCIAZIONI di LITOFACIES	1. Travertini Microermali Travertini Stromatolitici Travertini Fitoclastici	2. Travertini Micro-fitoermali Travertini Stromatolitici Sabbie Travertinose	3. Travertini Fitoermali (Briofite) Travertini Microermali	4. Sabbie Travertinose con intercalazioni di Travertini Fitoclastici Travertini Micro-fitoermali
CORPI SEDIMENTARI	Corpi cuneiformi irregolarmente stratificati con fitostrutture inclinate verso valle	Corpi irregolarmente stratificati con strati sabbiosi lentiformi (derivanti da piccole vasche intercalate)	Archi e drappi stratiformi con giacitura suborizzontale	Corpi sabbiosi tabulari con intercalazioni lentiformi di travertino
FOSSILI (inclusi i supporti vegetali)	Alghe e Cianobatteri "cuscini" di muschi Macrofite	Alghe e Cianobatteri "cuscini" di muschi	Muschi pendenti Cianobatteri e Alghe	Ostracodi, gasteropodi polmonati, carofite (oogoni e frustoli)
AMBIENTI SEDIMENTARI	Pendii 	Gradinata di vasche 	Cascate e rapide 	Laghi poco profondi e piccole paludi 

Lo studio delle strutture sedimentarie e delle caratteristiche tessiturali dei travertini è fondamentale per la ricostruzione degli ambienti deposizionali originari. Diversi Autori (e.g. Ferreri, 1985; D'Argenio et al., 1983, D'Argenio & Ferreri, 1987; 1988; Golubic et al., 1993) hanno osservato che in determinati ambienti deposizionali si formano specifiche associazioni di litofacies. In Tab. 2.4 sono riportate le principali associazioni di facies per i travertini deposti da acque a temperatura ambiente in Italia meridionale. Successivamente sono state definite le associazioni di litofacies collegate con i differenti sub-ambienti:

lacustre-palustre, palustre, di pendio poco acclive, di pendio acclive, di gradinata di vasche, di cascata. I principali ambienti riconosciuti sono in questo caso: ambiente di pendio acclive o poco acclive, di gradinata di vasche, di cascate e rapide e ambiente lacustre/palustre (D'Argenio et al., 1983; Ferreri 1985; Brancaccio et al., 1986; D'Argenio & Ferreri 1988).

2.3.2 TRAVERTINI E BIOTA

Molti autori hanno trattato dell'influenza della componente biotica sulla precipitazione dei carbonati (Folk & Chafetz, 1983; D'Argenio et al., 1983; Chafetz & Folk, 1984; Ferreri, 1985; D'Argenio & Ferreri, 1987; 1992; Golubic, 1993; Violante et al., 1994; Ford & Pedley, 1996; Pentecost & Colletta, 2007; Rainey & Jones, 2009). Nonostante le differenti scuole di pensiero l'ipotesi più accreditata afferma che il processo di formazione di travertino è inevitabilmente influenzato sia dalla componente biotica sia da quella abiotica. Vero è che acque parentali con temperature elevate, soprattutto quando connesse a sistemi idrotermali, presentano caratteristiche di temperatura, composizione chimica delle acque e presenza di gas sulfurei che inibiscono la presenza di organismi eucarioti che colonizzano il sito di deposizione (D'Argenio et al., 2013) in termini di abbondanza, dimensioni e diversità degli stessi. I Cianobatteri risultano davvero importanti in questo senso poiché sono tra i pochi organismi che sopravvivono in acque calde e sulfuree, e molte specie tollerano un ampio range di intensità di luce e alta pCO_2 (Catenholz, 2002). Al contrario, ambienti caratterizzati da temperature minori presentano caratteristiche opposte. Infatti, come dimostrato da Guo et al. (1996) per le acque derivanti da sorgenti calde, all'aumentare della distanza dal punto di emergenza aumenta la colonizzazione da parte di piante e microbi e si passa, lungo il corso del flusso, da una precipitazione prevalentemente inorganica ad una a prevalente componente biogenica (Golubic et al., 1993; Merz & Zankl, 1991).

Mentre gli organismi superiori influenzano la precipitazione di travertino principalmente in relazione alla morfologia, come supporto (Gandin & Capezzuoli, 2008) e, in misura minore, per la loro influenza nei processi fotosintetici, è noto che alghe, Cianobatteri e batteri sono capaci di innescare e modificare il processo di precipitazione della calcite (Weed, 1889; Golubic, 1973; Golubic et al., 1993). In particolare tali organismi

influenzano la nucleazione dei cristalli di calcite rendendoli più prossimi a particolari strutture "biologiche" rispetto alle forme cristallografiche (Golubic et al., 1993; 2008).

Guo et al. (1996) affermano che i valori del $\delta^{13}\text{C}$ nella calcite del travertino presentano alcune variazioni indotte probabilmente dall'azione di microrganismi.

Golubic et al. (1993) per i travertini di Rocchetta a Volturno riconoscono il controllo da parte dell'alga desmidiacea *Oocardium stratum* (Golubic et al. 2008) e di Cianobatteri come *Phormidium incrustatum* e *Shizothrix* sp sui processi di incrostazione. Tali organismi vivono su muschi acquatici e altri supporti vegetali e il loro studio all'interno dei depositi travertinosi può permettere di riconoscere i vari stadi dei processi diagenetici, ad esempio la ricristallizzazione.

I *Prokaryote microphyte biofilms* si sviluppano sul substrato e risultano composti tipicamente da un numero variabile di coccoidi e *filamentous cyanobacteria*, alghe verdi (e.g. diatomee) e batteri eterotrofici, immersi in un film di sostanze polimeriche extracellulari (EPS) (Pedley et al., 1996). La formazione del biofilm necessita di un ambiente tranquillo, caratterizzato da acque ferme (e.g. paludi) o velocità di flusso estremamente ridotta.

2.3.3 TRAVERTINI E CLIMA

Numerosi studi hanno trattato l'influenza delle condizioni climatiche sulla deposizione di travertino (D'Argenio et al., 1994; Carrara et al., 1998; Andrews et al. 2000; Garnett et al., 2004; Martín-Algarra et al., 2003; Andrews, 2006; Kele et al., 2008; 2011). Uysal et al. (2009) hanno trattato di questo argomento facendo riferimento ai depositi di travertino di Pamukkale in Turchia. Questi studi sono basati sul fatto che la precipitazione di travertino è strettamente connessa alla disponibilità di acque sotterranee, alla temperatura ambientale e alla vegetazione e si riferiscono soprattutto ai *calcareous tufa*.

La variabilità climatica tardo Quaternaria ha influito in modo notevole sulla deposizione di travertino, infatti come è stato osservato da diversi Autori per i carbonati continentali, il periodo di maggiore deposizione corrisponde preferenzialmente a fasi più calde, interglaciali, mentre i processi rallentano o si interrompono durante le fasi fredde (De Filippis et al., 2011). Questo fenomeno è presumibilmente da imputare sia ad una maggiore disponibilità di acque sia ad una copertura vegetale più estesa e continua.

Lo studio dei depositi di travertino, integrato con analisi sedimentologiche, paleontologiche, paleobotaniche, di geochimica isotopica dell'Ossigeno e del Carbonio, e con datazioni assolute, può consentire di ottenere utili indicazioni paleoclimatiche come temperatura ed umidità (Kele et al., 2006; Capezzuoli et al., 2012),

Per le ricostruzioni paleoclimatiche nei depositi carbonatici risulta particolarmente importante lo studio del rapporto isotopico dell'Ossigeno (Frisia, 2003; Ghosh & Brand, 2003; Kele et al., 2006), soprattutto per i travertini depositati da acque fredde. I valori relativi a questo parametro possono aiutarci a risalire, in condizioni di equilibrio, alla temperatura di precipitazione dei travertini (Gonfiantini et al., 1968; Friedman, 1970; Guo et al., 1996; Fouke et al., 2000; Coplen, 2007; Demeny et al., 2010)

L'equazione che permette di calcolare la temperatura alla quale la calcite precipita dalla soluzione acquosa è del tipo:

$$T(^{\circ}\text{C}) = a - b (\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow}) + c (\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow})^2$$

Ad esempio l'equazione ricavata da Friedmann & O'Neil (1977) è:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,0 - 4,14 (\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow}) + 0,13 (\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow})^2$$

dove c'è la calcite e w è l'acqua da cui la calcite precipita in equilibrio isotopico.

Questa equazione è valida se sussiste l'equilibrio tra la fase solida che precipita e la soluzione acquosa, condizione che raramente si verifica durante la precipitazione del travertino; essa infatti nella gran parte dei casi avviene con frazionamento cinetico, e cioè in condizioni di non equilibrio, come conseguenza dell'ambiente dinamico in cui si forma. Come suggerito in studi condotti da Fritz (1965), Gonfiantini (1968) e Turi (1986) il principale fattore di disequilibrio potrebbe essere il degassamento della CO₂ da parte della soluzione (Kele et al., 2011) ma altri fattori di influenza importanti sembrano essere la speciazione del C e il pH della soluzione (Kele et al., 2011).

In condizioni di non equilibrio la temperatura di formazione del travertino può essere calcolata usando l'equazione proposta da Friedmann & O'Neil (1977) correggendo con un aumento di temperatura di +8°C, che corrisponde ad uno spostamento relativo dell'1% dalla curva di equilibrio, come suggerito da Kele et al. (2011). Questa correzione può essere importante soprattutto per i travertini che precipitano da acque a bassa temperatura.

2.3.4 TRAVERTINI E TETTONICA

Numerosi Autori hanno trattato nelle ultime decadi delle relazioni esistenti tra circolazione di fluidi, deposizione di travertino e aree tettonicamente attive (Barnes et al., 1978; Altunel & Hancock, 1993a; 1993b; Hancock et al., 1999; Brogi, 2004; Altunel, 2005; Crossey et al., 2006; Uysal et al., 2007; Brogi & Capezzuoli, 2009; Jumaily & Numan, 2009; Brogi et al., 2010; 2012; Pola et al., 2014). Gli studi dedicati a queste relazioni hanno creato un nuovo campo di ricerca e si basano sull'osservazione del fatto che le sorgenti termali spesso risultano allineate lungo tracce di faglia attive e che, nelle stesse zone, si rinvengono depositi di travertino. Il collegamento tra travertini e faglie attive può essere ricercato nel ruolo chiave svolto dalle faglie nel trasporto e nella risalita di fluidi di derivazione profonda (Sibson, 1996; Minissale et al., 2000; Agosta et al., 2008; Zentmyer et al., 2008; Ciotoli et al., 2013). La fagliazione, generalmente di tipo estensionale (Altunel & Hancock, 1993a; 1993b; Hancock et al., 1999; Brogi, 2004; Brogi & Capezzuoli, 2009), garantisce infatti l'apertura di nuove fratture nella roccia, favorendo la circolazione e la risalita di fluidi in aree caratterizzate da gradienti geotermici anomali e gli stessi fluidi possono depositare travertini se caratterizzati da salinità sufficiente (Cakir, 1999). I travertini originati da acque termali sono pertanto considerati ottimi indicatori dell'attività tettonica (Altunel & Hancock, 1993a; 1993b; Altunel, 2005) e la deposizione di travertini diviene indicativa dell'età della fagliazione e può essere usata per rivelare informazioni sull'attività paleosismica della regione (Crossey et al., 2006; Brogi & Capezzuoli, 2009). In tempi recenti è stato coniato il termine "travitonics" (Hancock et al., 1999) per indicare la stretta relazione tra deposizione di travertini e deformazione fragile, suggerendo che l'età dei travertini può essere indicativa dell'età della fagliazione. Hancock et al. (1999), sulla base di osservazioni condotte sui travertini dell'area egea (Turchia e Grecia), dell'Appennino settentrionale (Italia) e delle province del Basin & Range (USA) osservano che la maggior parte dei depositi di travertino si accumula entro 1-2 km da tracce di faglia attive, in prossimità delle zone di step - over (rampe relè) o delle estremità laterali delle stesse e quindi possono essere utilizzati per cercare di individuarle. Tale osservazione è confermata anche da altri Autori, come Cakir (1999) che ha osservato che le masse di travertino in Turchia relative al tardo Quaternario sono localizzate prevalentemente alle estremità dei principali segmenti di faglia e che spesso presentano lo stesso allineamento dei segmenti di faglia anche per notevoli lunghezze. La morfologia dei depositi può essere strettamente controllata dall'assetto geometrico, dal cinematismo di

faglie, oltre che dalle caratteristiche dei materiali sottostanti (Brogi & Capezzuoli, 2009). I corpi di travertino, inoltre, possono presentare depositi colluviali, angular unconformity e paleosuoli che testimoniano alternanze tra episodi deposizionali e periodi di stasi, connessi probabilmente a momenti di riattivazione di faglie, che garantivano la riapertura delle fratture nella roccia (Brogi et al., 2010). Ciotoli et al. (2013) hanno dimostrato che lungo la rottura cosismica del 1980 si registra tuttora forte emissione di CO₂ e questo è testimonianza del fatto che l'emissione di CO₂ lungo faglie attive è un fenomeno permanente, ovvero non limitato temporalmente all'attivazione della faglia con il terremoto, ma che continua a lungo nel tempo.

In quest'ottica la presenza di depositi di travertino diviene un utile mezzo per la localizzazione di faglie attive e potenzialmente pericolose e in alcuni casi può rivelare informazioni sulla sismicità storica (soprattutto per la datazione), ad esempio ne risulta che i travertini del tardo Quaternario possono riportare molto sui processi neotettonici avvenuti in questo periodo in una certa area.

2.3.5 DISTRIBUZIONE TRAVERTINI IN ITALIA

L'Italia è la patria di travertini. Essi sono ampiamente diffusi (Cipriani et al., 1977; D'Argenio et al., 1983; Minissale, 2004), principalmente lungo la fascia peri-tirrenica, e risultano associati alla presenza di sorgenti termali e fredde (Minissale, 1991) ed emissioni gassose (Fig. 2.4) (Minissale et al., 1997). L'abbondanza e l'ubicazione di questi fenomeni sono dovute all'assetto topografico, meteorologico, idrogeologico, strutturale e alla presenza di un elevato flusso di calore (Minissale, 2004). I principali corpi di travertino sono stati depositi tra il Pleistocene medio e superiore (Taddeucci e Voltaggio, 1987; Faccenna et al., 1994; Tuccimei et al., 2001) e derivano da acque a temperatura variabile da medio-alta, fino ad acque a temperatura ambiente (Buccino et al., 1978; D'Argenio et al., 1983; Brancaccio et al., 1986).

Come detto in precedenza in Italia i travertini si distribuiscono lungo il versante occidentale dell'Appennino settentrionale e centrale e costituiscono estesi depositi estratti fin dai tempi dei Romani. Tali travertini si localizzano lungo aree interessate da vulcanismo Quaternario e da sorgenti idrotermali (Chiodini et al., 2000; Minissale, 2004), e il ruolo della CO₂ profonda nella loro genesi è ampiamente riconosciuto (e.g. Brogi et al.,

2012). Al contrario, i depositi calcarei dell'Appennino meridionale, che possono essere strutturalmente classificati come tufa, sono stati a lungo associati alle acque di origine "meteorica" (D'Argenio & Ferreri, 1988; Ford & Pedley, 1996; Golubic et al., 1993) provenienti dalle falde dei massicci carbonatici. Recenti studi (Santo et al., 2011), hanno collegato la loro origine ad acque ricche di CO₂ in risalita lungo faglie distensive attive (Ciotoli et al., 2013). Le molteplici origini della CO₂ da differenti livelli crostali sono state proposte da Minissale et al. (1997; 2004) e includono idrolisi di carbonati mesozoici e metamorfismo di calcari impuri nel sottostante basamento paleozoico. Panichi & Tongiorgi (1976) proposero che la maggior parte della CO₂ in Italia centrale è originata da idrolisi dei carbonati, mentre Gianelli (1985), da analisi petrologiche e petrografiche, propose una origine metamorfica della CO₂. In Italia centro-meridionale molti sistemi geotermici e vulcanici, localizzati in aree topograficamente basse lungo il settore Tirreno occidentale, sono interessati dal passaggio di acque meteoriche che fluiscono dalla catena verso il Mar Tirreno (Minissale, 2004) ed emergono come sorgenti termali (con temperature generalmente maggiori di 15-20°C).

In diversi casi i depositi di travertino sono connessi ad anomalie geotermali persistenti, come l'anomalia geotermale di Larderello in Toscana meridionale. Tutte queste anomalie sono strettamente correlate al vulcanismo e numerose sorgenti termali sono localizzate vicino o all'interno di anomalie geotermali (Minissale, 2004).

Tra i depositi di travertino presenti in Italia, molto noti sono i depositi della Toscana, che comprendono Rapolano Terme, Serre di Rapolano (Chafetz & Folk, 1984; Guo L. & Riding R., 1994; 1998; 1999; Pentecost, 1995; Brogi A., 2004; Brogi & Capezzuoli, 2009; Brogi et al., 2010; Barazzuoli et al., 2013), Bacino di Valdelsa (Capezzuoli et al., 2008), del Lazio (Bagni di Tivoli, Viterbo, Pentecost, 1995; Pentecost & Coletta, 2007; Faccenna et al., 2008a; 2008b; De Filippis, 2011; 2013), del Molise (Rocchetta a Volturno, D'Argenio et al., 1981; Brancaccio et al., 1986; 1988; D'Argenio & Ferreri, 1988; Golubic et al., 1993; Violante et al., 1994; Venafro, Galli & Naso, 2009). In Campania i siti più significativi nei quali si rilevano i più estesi depositi di travertino comprendono Telese (Panichi & Tongiorgi, 1976; Aiello et al., 1989b; Minissale, 2004; Del Prete et al., 2010), Contursi (Panichi & Tongiorgi, 1976; Italiano et al., 2000; 2001; Minissale, 2004), Suio (D'Amore et al., 1995; Minissale, 2004; Pentecost & Colletta, 2004), Pontecagnano (D'Argenio et al., 1983; Violante et al., 1996; Anzalone et al., 2004; 2007), Paestum

(Ferreri & Stanzione, 1978; Pentecost, 1995; Violante & D'Argenio, 2000; Minissale, 2004; Amato et al., 2012), Valle del Tanagro (Ferreri & Stanzione, 1978; Buccino et al., 1978; Minissale, 2004).

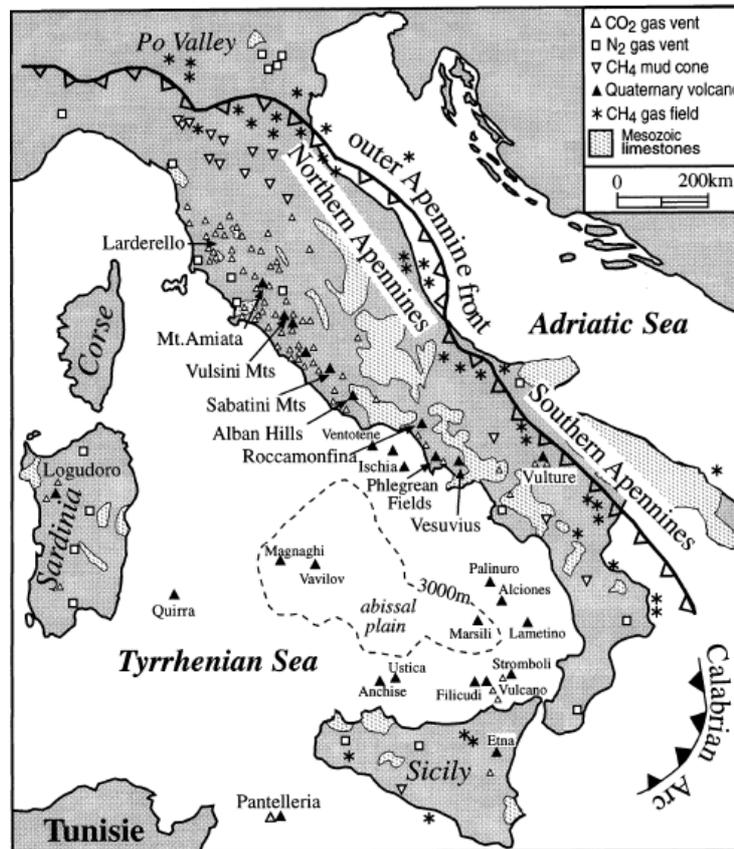


Figura 2.4 Mappa schematica dell'Italia con i principali apparati vulcanici quaternari, i massicci carbonatici, le sorgenti e i punti di emissione gassosa. Source: Minissale et al. (2000b).

2.3.6 PRECEDENTI LAVORI SUI TRAVERTINI DELLA CAMPANIA

In Campania i travertini sono presenti sul versante tirrenico, in graben intramontani e peri-tirrenici, in prossimità di sorgenti a termalità variabile (Buccino et al., 1978; Brancaccio et al., 1986; Anzalone et al., 2007). Il loro sviluppo, a prescindere dal chimismo e dalla temperatura delle acque da cui precipitano, è stato più intenso durante i periodi interglaciali e, in particolare, in specifiche fasi caldo-umide, caratterizzate da elevati volumi di acqua alle sorgenti e sviluppo della vegetazione (D'Argenio et al., 2013), come dimostrato da studi anche per altre zone europee (Horvatincic et al., 2000).

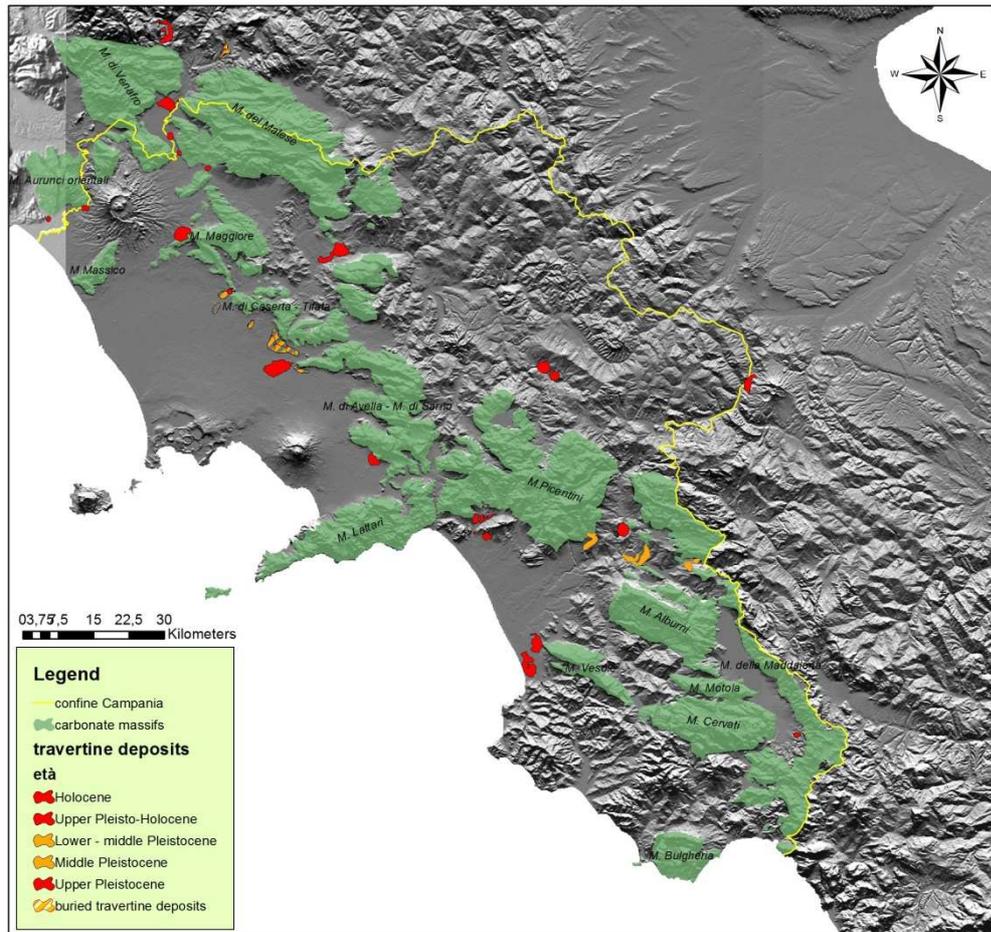


Figura 2.5 Ubicazione dei principali depositi travertinosi della Campania.

I dati isotopici presenti in letteratura per le acque dell'Italia centro-meridionale indicano un termalismo basso (Panichi & Tongiorgi, 1976; Manfra et al., 1976; Buccino et al., 1978; Brancaccio et al., 1986) o temperature prossime a quella ambiente (D'Argenio et al., 1983; 1988). Tali depositi presentano differenti caratteristiche ed età e comprendono, da Nord verso Sud, Minturno (ISPRA, 2012), Riardo e Triflisco (ISPRA, 2012), Teleso (Panichi & Tongiorgi, 1976; Aiello et al., 1989b; Minissale, 2004; Del Prete et al., 2010), Cancellone (ISPRA, 2012), Villamaina (ISPRA, 2012), Lioni (Chiocchini, 1981), Sarno (Kastenmeier et al., 2010), (Fig. 2.5), Pontecagnano (D'Argenio et al., 1983; Violante et al., 1996; Anzalone et al., 2004; 2007), Contursi (Panichi & Tongiorgi, 1976; Italiano et al., 2000; 2001; Minissale, 2004), Valle del Tanagro (Buccino et al., 1978; Minissale, 2004), Portola e Tufariello (Amato et al., 1992), Paestum (Pentecost, 1995; Ferreri & Stanzione, 1978; Minissale, 2004; Violante & D'Argenio, 2000, Amato et al., 2012) e Montesano sulla Marcellana (Santangelo, 1991). Sono stati inoltre considerati degli affioramenti di travertino al di fuori del territorio campano: Rocchetta a Volturmo (D'Argenio et al., 1981;

Brancaccio et al., 1986; 1988; Golubic et al., 1993), Isernia (Brancaccio et al., 1997; Coltorti et al., 2005), Venafro (Galli & Naso, 2009; Brancaccio et al., 1997), Suio (D'Amore et al., 1995; Minissale, 2004; Pentecost, 1995) e Monticchio Bagni (Paternoster, 2005; Principe, 2005); quest'ultimo deposito localizzato nell'area del distretto vulcanico del M. Vulture.

Tra gli Autori che hanno trattato dei travertini della Campania, fondamentale è stato il contributo di

- D'Argenio et al. (1987) (D'Argenio et al., 1983; Ferreri 1985; Brancaccio et al., 1986; D'Argenio & Ferreri 1988; Violante et al., 1994), i quali in base allo studio dei travertini di Pontecagnano della Valle del Tanagro e di Rocchetta a Volturno hanno proposto una classificazione dei travertini depositi prevalentemente da acque a temperatura ambiente basata sui caratteri tessiturali. Tale classificazione è stata adottata a livello internazionale e distingue differenti associazioni naturali di litofacies (Tab.2.4, par. 2.3.1).
- Buccino et al. (1978) che hanno studiato i travertini della bassa Valle del Tanagro per i quali hanno distinto, in base alle tessiture, diverse litofacies, ciascuna delle quali integrata da analisi chimiche ed isotopiche. Gli Autori in particolare hanno distinto tra: travertini stromatolitici e travertini fitoermali che si formano in seguito alla precipitazione di carbonato di calcio su supporti vegetali e travertini fitoclastici - sabbie calcaree, costituiti prevalentemente da frammenti vegetali incrostati e sabbie calcaree.

2.3.7 TRAVERTINI E SORGENTI: GEOCHIMICA DELLE ACQUE

Diversi studi hanno trattato delle caratteristiche geochimiche dei travertini e delle acque da cui essi precipitano fin dagli anni '50 (Craig, 1953; 1961), ma solo negli ultimi decenni numerosi studiosi hanno approfondito questo argomento, appurando che esistono delle relazioni tra la composizione chimica ed isotopica dei travertini e quella delle acque che li depositano (Fouke et al., 2000; Newell & Crossey, 2005; Kele et al., 2008). Definire tali relazioni permetterebbe di utilizzare le analisi geochimiche per lo studio dei depositi antichi di travertino permettendo di risalire alla composizione delle acque dai quali essi sono precipitati, alle condizioni climatiche al tempo della formazione etc. (Chafetz &

Laurence, 1994). Le proprietà chimico fisiche dei travertini dipendono dalle caratteristiche delle acque madri dalle quali precipitano, dal percorso effettuato nel sottosuolo (profondità, rocce attraversate), dal tempo di residenza, dall'interazione acqua-roccia e dal mescolamento con altri fluidi. Ne deriva che travertini provenienti da soluzioni simili, con lo stesso percorso e nello stesso periodo temporale, possono avere composizione chimica ed isotopica molto simile (Kele et al., 2008).

Numerosi Autori hanno trattato della composizione geochimica ed isotopica delle acque delle sorgenti da cui precipitano i depositi di travertino della Campania: per la zona di Telese: Corniello (1996) e Duchi et al. (1995); per la zona di Contursi: Corniello (1996), Ghiara et al. (1994), Duchi et al. (1995) e Celico et al. (1979a; 1979b); per l'area di Suio: Duchi et al. (1995); per Paestum: Duchi et al. (1995) e Celico et al. (1979 b; 1982).

2.3.8 ANALISI ISOTOPICHE E ANALISI DI CO₂ E PRINCIPI

La composizione in isotopi stabili dei travertini dipende sul piano chimico dalla composizione delle acque parentali, dalla temperatura e dalla cinetica chimica. Questi fattori a loro volta dipendono dal contesto, quindi dal clima, dalla tettonica etc. Numerosi studiosi hanno trattato dei rapporti isotopici del Carbonio e dell'Ossigeno dei travertini (Fritz, 1965; Savelli & Wedepohl, 1969; Barnes & O'Neil, 1971; Demovic et al., 1972; Manfra et al., 1976; Bertini et al., 2008; Hoefs, 2009) e della possibilità di ottenere da questi valori informazioni sulla natura e sulle caratteristiche delle soluzioni da cui essi hanno tratto origine, dei circuiti sotterranei, dei tempi di residenza

Analisi degli isotopi stabili sui travertini sono state ampiamente utilizzate per caratterizzare la genesi dei travertini (e.g. Craig, 1953; Fritz 1965; Gonfiantini et al., 1968; Friedman, 1970; Gandin, 2013) e le loro relazioni con il paleoclima (Andrews, 2006). Questo perché la composizione in isotopi stabili dei travertini dipende da molti parametri (e.g. tettonica, origine della CO₂, tipo di bedrock e di sistema carsico, clima) che possono essere differenti da zona a zona.

Gli isotopi dell'ossigeno (¹⁶O, ¹⁷O, ¹⁸O) e gli isotopi dell'idrogeno (H, ²H, ³H) sono quelli che costituiscono effettivamente la molecola d'acqua e per questo motivo rappresentano i traccianti ideali dei percorsi che le acque effettuano e vengono spesso utilizzati anche per risalire al circuito delle acque in un sistema sotterraneo (Hoefs, 2009).

Ci sono poi gli isotopi delle specie disciolte in acqua, principalmente S, N e C e, in misura minore, Sr, Pb, U, He, Li, B, Ra, Rn. La concentrazione di questi isotopi è influenzata dall'interazione delle acque con le rocce e la materia organica, per cui il loro studio risulta utile per individuare le reazioni che hanno portato alla composizione finale delle acque e, indirettamente, al percorso sotterraneo effettuato.

In questa tesi di dottorato si è deciso di utilizzare alcuni isotopi ambientali per caratterizzare la genesi dei travertini rispetto alle acque da cui i depositi precipitano o sono precipitanti e per ottenere delle informazioni relative alla componente endogena nella formazione dei travertini. Gli isotopi presi in considerazione sono $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ perché risultano essere i più significativi per i carbonati e perché più facilmente reperibili.

L'unità δ rappresenta il frazionamento isotopico e cioè l'arricchimento o l'impoverimento di una specie isotopica nel campione rispetto allo standard di riferimento:

$$\delta = \frac{(R(\text{sample}) - R(\text{reference}))}{R(\text{reference})} * 1000 \text{ ‰}$$

Lo standard usato per i carbonati è il V-PDB (Vienna Peedee Belemnite), che si basa sul rapporto isotopico della calcite di una belemnite del Cretacico e presenta un rapporto $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ di 88.99 e $\delta^{13}\text{C} = 0$.

2.3.8.1 GLI ISOTOPI DEL CARBONIO E DELL'OSSIGENO NEI TRAVERTINI

Gli isotopi dell'ossigeno sono quelli più studiati per i carbonati. L'Ossigeno presenta tre isotopi stabili: $^{16}\text{O} = 99,763\%$, $^{17}\text{O} = 0,0375\%$ e $^{18}\text{O} = 0,1995\%$ (Morse & Mackenzie, 1990).

Le variazioni del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nei depositi carbonatici continentali risultano fondamentali per le ricostruzioni paleoclimatiche (Frisia, 2003; Ghosh & Brand, 2003; Kele et al., 2006; 2011), soprattutto per i travertini che depositano da acque fredde e possono aiutarci a risalire, in condizioni di equilibrio, alla composizione isotopica delle acque madri e alla temperatura di precipitazione dei cristalli (Gonfiantini et al., 1968; Friedman, 1970; Guo et al., 1996; Fouke et al., 2000) (vedi par. 2.3.3).

Un valore elevato del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ può essere dovuto sia ad una maggiore differenza di temperatura tra l'acqua sorgiva e l'ambiente (Gonfiantini et al., 1968), sia ad un

arricchimento in ^{18}O dovuto a commistione con acque marine, con acque di provenienza profonda arricchitesi in ^{18}O per scambi ad alta temperatura con le rocce o per evaporazione (che porta ad un arricchimento in ^{18}O rispetto a ^{16}O) (Gandin & Capezzuoli, 2008). I rapporti isotopici originari dei travertini possono essere modificati anche da eventi diagenetici; in particolare, il principale fattore di alterazione del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sembra essere rappresentato dallo scambio isotopico tra roccia e acque del suolo.

Il valore del $\delta^{13}\text{C}$ nel travertino è influenzato invece dalle condizioni ambientali al momento della deposizione (perdita di CO_2 , attività microbiologica e temperatura); i due principali fattori di controllo sono: 1) il $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato primario (roccia parentale del travertino) disciolto nella soluzione da cui il travertino precipita; 2) il valore $\delta^{13}\text{C}$ per varie sorgenti di CO_2 (e.g. Turi, 1986; Minissale, 2004; Anzalone et al., 2007; Liu et al., 2000).

Il valore del $\delta^{13}\text{C}$ suggerisce quindi il tipo di circolazione e la sorgente prevalente di CO_2 . Valori negativi suggeriscono una circolazione superficiale, di tipo carsico, con CO_2 derivante dall'alterazione del materiale organico nel suolo mentre valori positivi suggeriscono la presenza di una CO_2 di origine profonda, che risalendo insieme ad altri gas acidi (H_2S) intensifica il processo di dissoluzione del carbonato nelle rocce. Minissale et al. (1997) discriminano per i travertini dell'Italia centrale, quattro principali sorgenti della CO_2 disciolta nelle acque:

- CO_2 atmosferica, legata alle precipitazioni, con valori del $\delta^{13}\text{C} \approx -7\text{‰PDB}$ (Rollinson, 1993);
- CO_2 biogenica, derivante dai processi organici nel suolo, con valori del $\delta^{13}\text{C}$ minori di -20‰PDB (Deines et al., 1974);
- CO_2 derivante dalla dissoluzione di carbonati nei processi di interazione roccia-acqua; processo tipico dei sistemi idrotermali. Con valori del $\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰PDB}$ (Rollinson, 1993; Pentecost & Viles, 1994);
- CO_2 di derivazione mantellica, con valori del $\delta^{13}\text{C}$ compreso tra -4 e $+7\text{‰PDB}$ (Rollinson, 1993);

Diversi Autori hanno utilizzato i valori del $\delta^{13}\text{C}$ per distinguere i *travertine* dai *calcareous tufa*. Per i *travertine* tale valore è di solito compreso tra -4 e $+8\text{‰PDB}$ (Pentecost & Viles, 1994); secondo Pentecost (2005) tra -3 a $+8\text{‰PDB}$. Questi valori mostrano un

arricchimento in ^{13}C , rispetto ai valori tipici dei *calcareous tufa*. I valori degli isotopi stabili del C nei *calcareous tufa* riflettono la composizione delle acque madri carsiche il cui contenuto isotopico risulta da CO_2 leggera; essi, infatti, presentano un impoverimento in ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$ tra -2 e -12‰) (Deines, 1980; Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 1995; Ford & Pedley, 1996).

Naturalmente i processi che possono entrare a far parte di questo complesso sistema sono molteplici e, quindi, l'analisi dei dati isotopici di una certa regione, non può prescindere dall'analisi del contesto locale e dalle potenziali fonti di CO_2 che possono partecipare alla definizione di detti valori. Fritz (1965) dimostrò che $\delta^{13}\text{C}$ di alcuni travertini in Italia dipende dal $\delta^{13}\text{C}$ della CO_2 disciolta, che a sua volta dipende dalla sorgente di CO_2 . Panichi & Tongiorgi (1976), sulla base di uno studio delle sorgenti termali italiane e i depositi di travertino associati, hanno proposto una relazione tra composizioni isotopiche dei travertini e del gas CO_2 : $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 1.2 \delta^{13}\text{C}(\text{trav}) - 10.5$. Tale relazione può essere usata per ricalcolare i valori isotopici dell'originaria CO_2 a partire dai valori della composizione isotopica dei travertini fossili (Minissale, 2004; Bertini et al., 2008).

Per i travertini in genere si osserva un'ampia dispersione dei valori del rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (tra -12 e +13) soprattutto se confrontata con le variazioni dei valori dell'ossigeno; questa osservazione è facilmente spiegabile se si considera la molteplicità delle potenziali fonti di CO_2 (Craig, 1953). Infatti, a differenza dell'ossigeno che proviene quasi esclusivamente dall'acqua dalla quale precipita il sale, il carbonio può derivare dalla CO_2 magmatica, dalla CO_2 atmosferica, dalla CO_2 di decomposizione dei carbonati e dalla CO_2 biogenica. Ciascuna di queste fonti è caratterizzata da valori del rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in genere specifici.

Si individuano i seguenti campi:

AUTORE	METAMORFISMO DI CALCARI	CO_2 BIOGENICA	DEPOSITI MARINI O LACUSTRI	DECOMPOSIZIONE DI FORMAZ. CARBON. MARINE	CO_2 magmatica o atmosferica	CO_2 MANTELLO
Manfra et al., 1976		$\delta^{13}\text{C} \approx -25$	$-4 < \delta^{13}\text{C} < 4$	$4 < \delta^{13}\text{C} < 12.9$		
Minissale et al., 2002	$-1 < \delta^{13}\text{C} < +2\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C} < 20.5\text{‰}$				

Hoefs, 2009				$\delta^{13}\text{C} \approx 0$	$\delta^{13}\text{C} \approx -7$	$-7 < \delta^{13}\text{C} < -5$
-------------	--	--	--	---------------------------------	----------------------------------	---------------------------------

Per i carbonati precipitati in ambiente continentale i rapporti $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ risultano essere, rispettivamente, sensibilmente negativo e spesso negativo. L'elevato contributo alle acque continentali di CO_2 di origine biogenica, sempre notevolmente arricchita in ^{12}C , contribuisce a rendere più marcato l'effetto di negativizzazione.

Gandin & Capezzuoli (2008) analizzando la composizione isotopica di alcuni campioni di diverse aree del mondo, ottengono per i travertine valori isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ compresi tra -2 e +8‰ PDB e valori isotopici del $\delta^{18}\text{O}$ compresi tra -4 e -30‰ PDB (Fig. 2.7). Per i *calcareous tufa* invece tali Autori riportano valori del $\delta^{18}\text{O}$ compresi tra -3‰ a -12‰ PDB, che testimoniano basse temperature delle acque parentali (Gonfiantini et al., 1968; Usdowski et al., 1979; Turi, 1986; Chafetz & Lawrence, 1994; Gandin & Capezzuoli, 2008) (Fig. 2.7). Liu et al. (2000) mettono a confronto due aree della Cina costituite rispettivamente da un sistema CO_2 geotermale-acqua-rocce carbonatiche e un sistema CO_2 superficiale-acqua-rocce carbonatiche; i due sistemi differiscono per la sorgente di CO_2 (Liu et al. 1997) e presentano caratteristiche idrogeologiche e valori del $\delta^{13}\text{C}$ differenti. Il sistema CO_2 superficiale-acqua-rocce carbonatiche si presenta arricchito nell'isotopo leggero del C stabile mentre il primo risulta maggiormente ricco dell'isotopo pesante del C ($\delta^{13}\text{C}$ maggiore) e presenta alti contenuti di $[\text{HCO}_3^-]$ e $[\text{Ca}^{2+}]$ e pressione parziale di CO_2 maggiore.

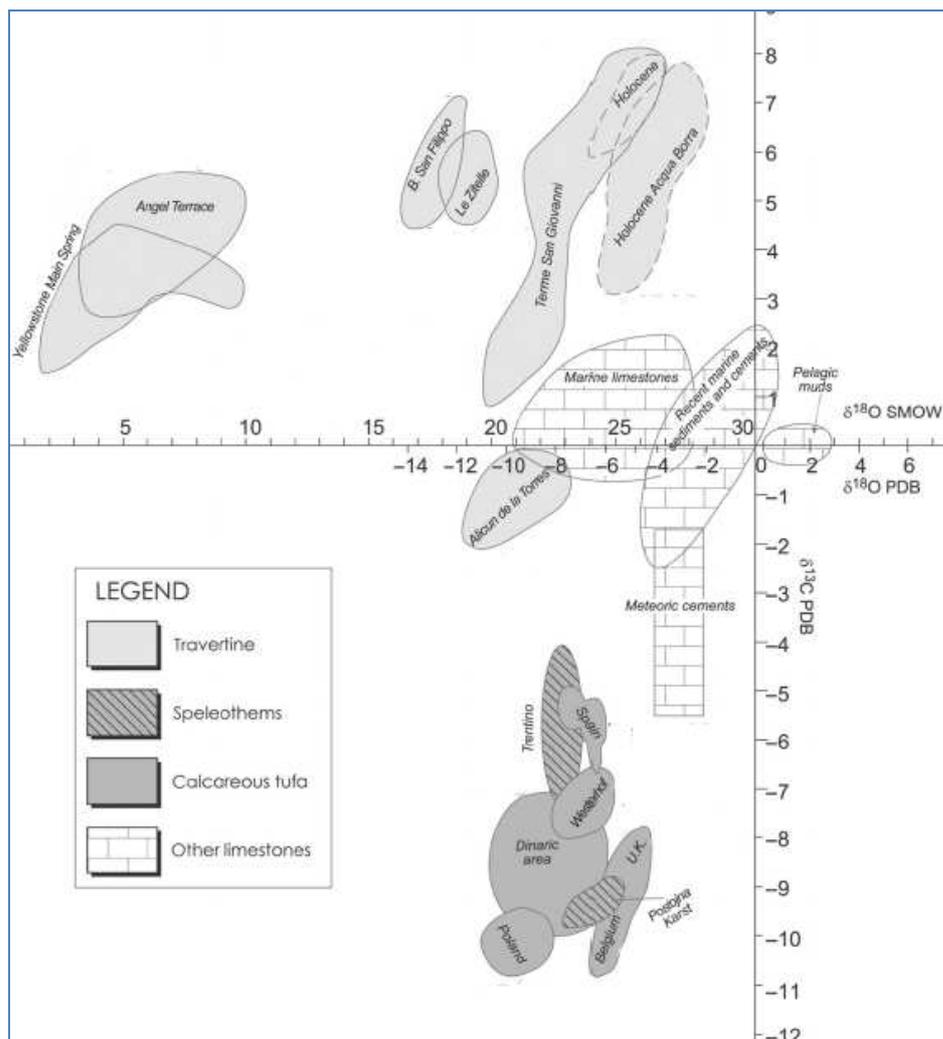


Figura 2.7 Diagramma combinato dei valori $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB‰) derivato da carbonati formati in ambiente marino e continentale. Modificato da Gandin & Capezuoli (2008).

2.3.8.2 ALTRI ISOTOPHI STABILI PER LO STUDIO DEI TRAVERTINI

Valori dei rapporti isotopici nei travertini:

- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Secondo Crossey et al (2006; 2009) le acque sorgentizie che depositano travertino e che derivano da circuiti endogeni presentano elevati valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ rispetto alle acque di circolazione superficiale e sono in genere più mineralizzate e caratterizzate da elevati flussi di CO_2 testimoniati da notevoli volumi di travertino precipitato e dalla presenza di emissioni gassose ricche in CO_2 . Crossey et al. (2006) riportano che i dati isotopici dello Sr per sorgenti "endogene" e travertini del Gran Canyon mostrano un range di variabilità del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compreso tra 0.711 e 0.734.

- i valori dei rapporti isotopici $^3\text{He}/^4\text{He}$, He/Ar , N_2/Ar e He/N_2 nei gas disciolti nelle acque sorgentizie danno un'informazione sull'origine dei fluidi: i gas da acque di circolazione superficiale sono caratterizzati da basso He/Ar , alto N_2/Ar e N_2/He ; i gas da acque derivanti da circolazione profonda e connessa ad attività sismica e magmatismo presentano invece alto He/Ar e basso N_2/Ar e N_2/He .
- $^3\text{He}/^4\text{He}$: Elevati rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$ testimoniano un'inequivocabile evidenza della presenza di fluidi di derivazione mantellica in sistemi idrologici (e.g Kennedy et al., 1985, 1987, 2002; Ballentine & Burnard, 2002). ^3He è primordiale, acquisito durante la formazione della Terra, mentre ^4He (una particella alfa) deriva dal decadimento radioattivo di radionuclidi delle serie U e Th. Oggi, l'He emanato dai ridge medio-oceanici e intrappolato nel vetro e nei fenocristalli dei basalti del ridge (MORB) è caratterizzato da un rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) di 8 ± 1 volte quello dell'aria (RA), che ha rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ di 1.4×10^{-6} (Graham, 2002). Il valore tipico del rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ per la crosta continentale è invece di ~ 0.02 RA (Andrews, 1985). Crossey et al. (2009) ottengono per le sorgenti del Colorado Plateau meridionale valori di $^3\text{He}/^4\text{He}$ compresi tra 0.10 e 1.16 RA a testimonianza del fatto che in quest'area una componente significativa dei fluidi di derivazione profonda proviene dal mantello. La composizione isotopica di He nelle sorgenti e nei pozzi secondo Crossey et al. (2009) può dipendere, tra l'altro, dal mixing tra il fluido risultante e le acque risiedenti negli acquiferi superficiali.

In genere ogni valore del rapporto maggiore di 0.1 RA misurato in sorgenti è considerato come indicante la presenza di una componente di derivazione mantellica (Ballentine et al., 2002). Newell et al. (2005) documentando il degassamento del mantello eterogeneo che si ha negli USA occidentali suggeriscono che le regioni con il più alto rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ nelle acque superficiali (maggiore contributo di He del mantello) corrispondono alle regioni con la più bassa velocità dei fluidi del mantello. Alla scala del Colorado Plateau meridionale i depositi di travertino e le sorgenti minerali sono collocati comunemente lungo faglie normali quaternarie (Crossey et al., 2009). Questa associazione di faglie inverse, travertini, sorgenti e flusso di volatili del mantello è stata osservata da studi regionali sulle province del Basin & Range (USA) dove sono stati osservati elevati valori del rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ lungo faglie (Kennedy & van Soest, 2007; Newell et al., 2005).

- I valori He/Ne per le sorgenti endogene superano di molto i valori tipici dell'atmosfera indicando un'importante presenza di He non atmosferico e derivante dal mantello, come indicano valori di questo rapporto elevati per litotipi cristallini (0.01–0.05 RA; Ballentine & Burnard, 2002).
- Il rapporto CO₂ /N₂ mostra grande variabilità ed è usato per distinguere campioni che ricevono CO₂ da una sorgente profonda piuttosto che aria o suolo. Tale rapporto nei gas del suolo è ≈ 0.004; tutti i campioni studiati da Crossey et al. (2006) mostrano valori elevati rispetto a tale valore e che raggiungono un valore massimo pari a 320. I gas da acque epigee mostrano i più bassi rapporti CO₂ /N₂ rispetto ai campioni endogeni che presentano valori del rapporto CO₂ /N₂ maggiore di 4.
- Elementi in tracce: per valutare i contributi cristallini possono essere usati altri elementi in tracce aggiuntivi. Una parte delle sorgenti del Colorado Plateau (e.g., Palisades, Montezuma Well, Travertine Grotto, e Little Colorado River) presentano valori (Crossey et al., 2009) di arsenico, uranio, solfato, e/o clorite che superano i valori raccomandati dall' Environmental Protection Agency (EPA), e sono inoltre le stesse sorgenti che presentano elevate quantità di CO₂ e alti rapporti ³He/⁴He (Monroe et al., 2005) e ⁸⁷Sr /⁸⁶Sr. L'origine di queste caratteristiche geochimiche è da attribuire a fluidi endogeni chimicamente potenti ma in piccoli volumi che conferiscono salinità e alti contenuti di arsenico alle sorgenti del Colorado Plateau e del Grand Canyon. Inoltre bario, litio, fluorite e boro hanno in genere concentrazioni elevate in sorgenti ricche di CO₂ e nelle quali è nota l'influenza di una componente fluida geotermale.

Da quanto detto, appare chiaro che lo studio dei travertini e il loro riconoscimento, attraverso analisi tessiturali e isotopiche, costituisce un'importante mezzo di indagine delle aree di tettonica attiva e dei diversi processi che localmente partecipano alla definizione del contenuto isotopico della CO₂. Un'analisi dettagliata e critica dei dati esistenti e di nuovi dati può essere alla base della definizione dei valori isotopici tipici delle aree di studio, e dei processi endogeni.

CAPITOLO 3. RACCOLTA DATI

La fase di raccolta dati è stata lunga e laboriosa ed è stata articolata nei seguenti punti:

- 1) Raccolta dei dati esistenti in letteratura riguardanti gli affioramenti di travertino della Campania, tramite un rigoroso lavoro di ricerca dei mappable travertine bodies (mtb da qui in poi) sui Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 e 1:50.000 (ISPRA, 2012);
- 2) Censimento e schedatura (Fig. 3.1 - Appendice 1) dei mtb. In base ai dati di cronologia assoluta e/o relativa reperiti in letteratura, i travertini sono stati distinti innanzi tutto in base all'età e sono stati suddivisi in travertini recenti (Pleistocene superiore - Olocene) e travertini antichi (Pleistocene medio). Inoltre, è stata considerata anche la deposizione attiva di travertini (e.g. Contursi, Telese, Suio) (Fig. 3.2). Il quadro completo delle età dei depositi considerati può essere osservato in Tab.3.1.
- 3) Censimento da letteratura dei principali lineamenti tettonici ad attività tardo quaternaria
- 4) Campionamento dei mtb di età recente.
- 5) Raccolta dati riguardante le principali sorgenti basali dei massicci carbonatici e i punti di emissione gassosa. Tale raccolta comprende le analisi chimico-fisico e isotopiche di sorgenti basali dei principali massicci carbonatici, delle emissioni gassose dry o associate a sorgenti sia termali che fredde in Campania. Sono stati considerati i dati relativi a temperatura, pH, elementi chimici maggiori (Na, K, Ca, Mg etc.), elementi minori e in tracce (Sr, Cr, Ni, Pb, etc.) quando presenti, salinità totale (TDS).
- 6) Creazione di un database (Fig. 3.2) contenente tutte le informazioni raccolte per i travertini, le sorgenti e le emissioni gassose. Il database contiene quasi 350 records così suddivisi per argomenti: oltre 200 records relativi alle sorgenti, oltre 120 records relativi ai travertini e circa 10 records relativi alle emissioni gassose per un totale di 65 sorgenti, 20 areali con depositi di travertino e 9 punti di emissione gassosa.

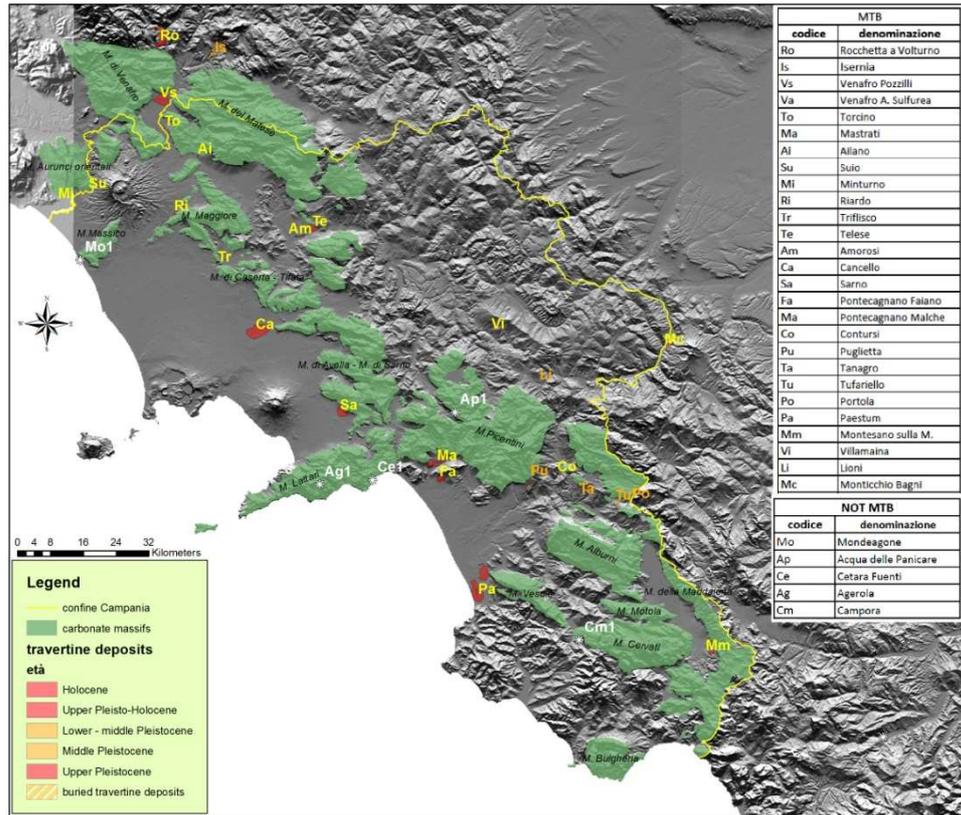


Figura 3.1. Depositi di travertino della Campania differenziati per età.

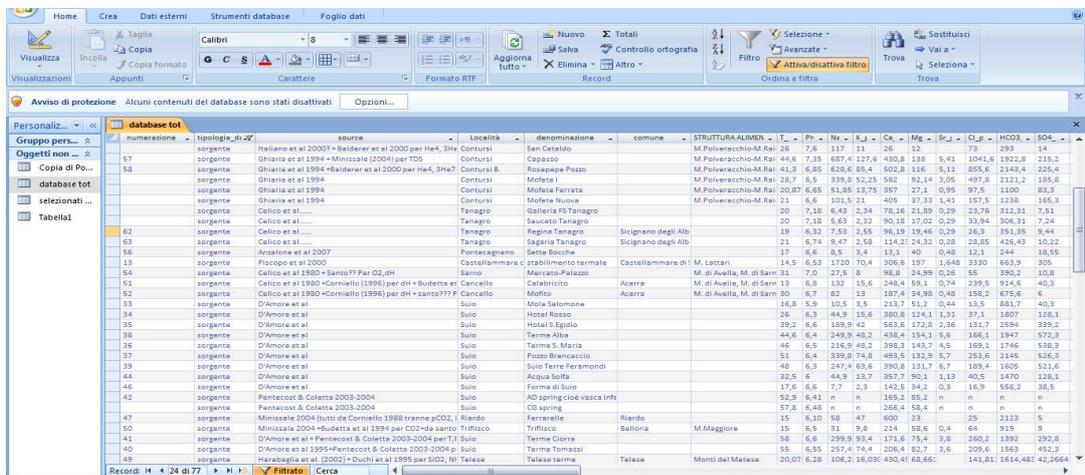


Figura 3.2. Schermata del database.

Tabella 3.1. Depositi di travertino della Campania suddivisi per età.

ETA'	DEPOSITI STUDIATI
Pleistocene superiore - Olocene	Rocchetta a Volturno Venafro Suio Minturno Riardo Triflisco Telese Amorosi Canello Sarno Villamaina Contursi Pontecagnano Paestum Monticchio Bagni
Pleistocene inferiore - medio	Lioni Tufariello Tanagro Puglietta Portola Montesano sulla Marcellana

3.1 CENSIMENTO, SCHEDATURA E CAMPIONAMENTO DEI MAPPABLE TRAVERTINE BODIES

Sulla base dei dati e delle considerazioni discusse in precedenza è stata avviata una campagna sistematica di campionamento dei travertini nelle località di studio con la caratterizzazione dei corpi di travertino depositatisi nel corso del Quaternario (estensione, tessitura, morfologia) attraverso rilievo in campo e attraverso analisi geochimiche e dei rapporti isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e petrografiche allo scopo di definire l'origine della CO_2 nelle acque parentali.

Attraverso delle missioni in campagna, si è proceduto all'individuazione di affioramenti significativi di depositi quaternari di travertino. Il lavoro di campionamento dei depositi è stato riassunto nella Tab. 3.2, nella quale vengono riportate la località di affioramento, il tipo di deposito, l'età, la denominazione dei campioni prelevati e l'eventuale presenza di

travertini sepolti. Sono stati scelti in tutto 20 areali di studio, di cui 13 formati tra il Pleistocene superiore e l'Olocene (Rocchetta a Volturno, Ro; Venafro, Santa Cristina-Armieri Vs, Agrippa, Va; Suio, Su; Minturno, Mi; Telesse, Te, Amorosi, Am; Riardo, Ri; Triflisco, Tr; Sarno, Sa; Villamaina, Vi; Contursi, Co; Capasso, Ca; Monticchio Bagni, Mc; Pontecagnano Malche, Ma, Faiano, Fa; Paestum, Porta Marina, Pa) e 2 formati nel Pleistocene medio (Lioni, Li; Montesano sulla Marcellana, Mm).

Per ogni affioramento studiato è stata creata una scheda informativa, del tipo riportata in Fig. 3.3, strutturata in modo da comprendere tutte le informazioni esistenti e cioè, tra le altre, gli spessori dei corpi travertinosi, la loro età, le relazioni con la tettonica e le sorgenti e/o strutture idrogeologiche alimentanti da cui derivano.

Le schede compilate per ogni affioramento di mtb sono riportate in Appendice 1.

Per le aree in cui si ha deposizione attuale e fossile di travertino si è proceduto al campionamento sia dei depositi fossili sia dei depositi in formazione; questo è stato fatto a Venafro, Telesse, Paestum, Contursi Bagni e Monticchio Bagni. Inoltre nell'ambito dello stesso affioramento si è deciso di campionare lungo la verticale stratigrafica sulla base della distinzione delle facies affioranti. Questa suddivisione è stata presa in considerazione anche nelle successive fasi di analisi per verificare eventuali variazioni nella composizione isotopica e nei fabric delle diverse facies riconosciute.

Al fine di avere dei campioni di riferimento per depositi travertinosi di sicura origine "meteogenica" sono stati campionati anche dei depositi di travertino in formazione in corrispondenza di sorgenti carbonatiche sospese in tre diverse località, nei M. Picentini, nella Penisola Sorrentina e nel M. Cervati. Si tratta in questo caso di corpi di travertino di dimensioni ridotte, che non possono essere considerati mtb, depositi in prossimità di sorgenti fredde minori o di alta quota (Acqua delle Panicare, Ap; Cetara, Ce; Agerola, Ag; Campora, Cm). Le analisi hanno riguardato inoltre n.1 deposito di travertino non mappabile in formazione presso le sorgenti basali di Mondragone (Mo).

			Riferimenti bibliografici
Denominazione	VENAFRO		Brancaccio et al. (1997) Coltorti et al. (2005) Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio n. 161 "Isernia" Galli & Naso (2009)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene DATAZIONE RELATIVA in accordo con livelli di tephra e reperti storici e preistorici: post-Last Glacial Maximum (LGM).		
Deposizione attuale	X Acqua Sulfurea Terme Agrippa		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	7 kmq		
Spessori	5 m		Galli & Naso (2009)
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$	N.C.	
	$\delta^{13}\text{C}$	N.C.	
Affioramenti		Coordinate	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Venafro Loc. Armieri	41°29'37,718" N 14°4'27,664"E	Vs1, Vs2
	Affioramento 2 ⇒ Venafro Loc. Santa Cristina	41°29'13,027"N 14°5'18,218"E	Vs3, Vs4
	Affioramento 3 ⇒ Venafro Stabilimento Terme Agrippa	41°30'7,789"N 14°6'56,183"E 41°30'1,14"N 14°6'56,159"E 41°30'1,737"N 14°6'55,751"E	Va1, Va2 Va3 Va4
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Riferimenti bibliografici
	Capo D'Acqua Pozzilli	M. di Venafro	Allocca et al. (2009)
	Acqua Sulfurea	M. del Matese	Galli & Naso (2009) Italiano et al. (2000)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia di Venafro (n.6 in Fig. 1 e Tab. 1). Faglia Pozzilli-Capriati (n.7 in Fig. 1 e Tab. 1) Attività tra Pleistocene medio -Attuale.	Intersezione di faglie.	Brancaccio et al. (1997) Cinque et al. (2000); Galli & Naso (2009);

Figura 3.3. Scheda-tipo utilizzata per la descrizione di ogni affioramento di mtb.

Tabella 3.2. Tabella riassuntiva campionamento travertini.

macroarea	locality	active/inactive	age	outcropping	Buried (depth and stratigraphical constrain)	$\delta^{18}O$ [‰PDB]	$\delta^{13}C$ [‰PDB]	References	samples
	Isernia	I	Middle Pleistocene					Brancaccio et al. (1997); Coltorti et al. (2005); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 161 v.s.	
1) Volturno river valley	Rocchetta a Volturno	I	Upper Pleistocene -Holocene 1st time: 75.000-23.000; 2nd time: 17.600-12.500; 3rd time: 4.500 - today (y b.c.) U/Th method	X (150-170 m)		20,7;24,3	-6,1;+3,9	Brancaccio et al. (1986; 1988)	Ro1
	Venafrò Pozzilli	I	Upper Pleistocene -Holocene RELATIVE DATING according to tephra levels and to the prehistoric and historical Relics: post-Last Glacial Maximum (LGM)	X (0-5m)	X - 4-m-thick level 7 m under the ground surface		+11,8 +12,5	Gallo & Naso (2009); Brancaccio et al. (1997); Panichi & Tongiorgi (1975)	Vs1, Vs2, Vs3, Vs4
	Venafrò sorgente sulfurea	A							Va1, Va2, Va3, Va4
	Torcino		Holocene					Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 161 v.s.	
	Mastrati		Holocene						
Ailano		Holocene							
2) Campanian Plain (border zones)	Suio	A	Upper Pleistocene Holocene	X	X - 5m thick		+9,7; +11,0	D'Amore et al. (1995); Pentecost et al. (2004); Panichi & Tongiorgi (1976)	Su1, Su2, Su3, Su4
	Minturno	I	Holocene	X					Mi1
	Riardo	I	Upper Pleistocene Holocene	X			+10,1; +13,1	Panichi & Tongiorgi (1976); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 172 v.s.	Ri1, Ri2
	Mondragone	A	>39 ka	X			+9,9; +11,5	Panichi & Tongiorgi (1975); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 171 v.s.	Mo1
	Triflisco	A	Upper Pleistocene (> 39ka) + Holocene	X	X - 50 -60 m bsl =-85-95 B, B1, C		+2,4; +3,4	Panichi & Tongiorgi (1975); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 172 v.s.	Tr1, Tr2
	Cancello Calabritto	I	Upper Pleistocene (> 39ka) - Holocene		X - 25 m bsl X - 300m			Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 183-4 v.s.	
	Cancello Mofito	I							
Sarno	I	Upper Pleistocene Holocene	X	X -3 m		+2,80; +4,89	Kastenmeier et al (2010); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 185 v.s.	Sa1	
3) Confluenza Calore Volturno	Telese	A	Younger than IC (39.000 ybp)	X	X -12-30 m		+4,0; +8,9	Panichi & Tongiorgi (1976); Del Prete et al. (2010)	Te1, Te2, Te3, Te4
	Amorosi	I	Older than IC (39.000 ybp)					Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 173 v.s.	Am1
4) Sele Plain (border zones)	Pontecagnano	A	Upper Pleistocene Holocene	X	X	Present day: -8,21; -4,63 Fossil: 8,29; -4,25	Present day: +2,16; +3,9 Fossil: -1,87; +11,73	Anzalone et al (2007); D'Argenio et al (1983); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 197 - 185 v.s.	Ma1, Ma2, Fa1, Fa2
	Paestum	A	Upper Pleistocene Holocene	X	X	20,27; 26,35	-4; 2,25	Ferreri & Stanzone (1978); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 198 v.s.	Pa1, Ca1
	Puglietta	I	Middle Pleistocene					Amato et al. (1992)	
5) High valley of Sele river	Contursi	A	Upper Pleistocene Holocene	X	G - Buccino (Middle Pleistocene)		+9,6; +11,2	Panichi & Tongiorgi (1976); Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 186 v.s.	Co1, Co2, Co3, Co4, Co5, Co6, Co7
6) aree inirterne in flysch	Villamaina	I	Holocene	X				Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 186 v.s.	Vi1, Vi2
	Lioni	I	Middle Pleistocene	X					Li1, Li2
7) Bianco and Tanagro river	Tanagro	I	Pleistocene (240.000 - 195.000 years b.p)	X			-8,88; -4,70	Buccino et al 1978	
	Tufariello	I		X					
	Portola	I		Middle Pleistocene	X				
8) Vallo di Diano	Montesano sulla Marcellana	I	Holocene					Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 210 v.s.	Mm1
9) Vulture volcano	Monticchio Bagni	A	Pleisto sup. - Olocene	X		-8,0; -10,5		Principe (2006); Parisi (2009)	Mc1, Mc2

3.2 ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE DEI TRAVERTINI IN CAMPANIA

Come è stato detto in precedenza, in Campania esistono diversi affioramenti di travertino, sia fossili che attuali. Corpi di travertino sono presenti sul versante tirrenico, in graben intramontani e peri-tirrenici, in prossimità di sorgenti a termalità variabile. Tali depositi presentano differenti caratteristiche ed età e comprendono (Fig. 3.4): Mondragone, Riardo (ISPRA, 2012), Triflisco (ISPRA, 2012), Torcino, Ailano e Mastrati (ISPRA, 2012), Telese (Aiello et al., 1989b; Minissale, 2004; Del Prete et al., 2010), Cancellò (ISPRA, 2012), Villamaina (ISPRA, 2012), Lioni (Chiocchini, 1981), Sarno (Kastenmeier et al., 2010), Pontecagnano (D'Argenio et al., 1983; Violante et al., 1996; Anzalone et al., 2004; 2007), Contursi (Panichi & Tongiorgi, 1976; Italiano et al., 2000; 2001; Minissale, 2004), Valle del Tanagro (Buccino et al., 1978; Minissale, 2004), Portola e Tufariello (Amato et al., 1992), Paestum (Pentecost, 1995; Ferreri & Stanzione, 1978; Minissale, 2004; Violante & D'Argenio, 2000, Amato et al., 2012) e Montesano sulla Marcellana (Santangelo, 1991). Inoltre, in prossimità del confine regionale abbiamo: Suio (D'Amore et al., 1995; Minissale, 2004; Pentecost, 1995), Minturno (ISPRA, 2012), Rocchetta a Volturno (D'Argenio et al., 1981; Brancaccio et al., 1986; 1988; Golubic et al., 1993), Venafro (Galli & Naso, 2009; Brancaccio et al., 1997) e Monticchio Bagni (Paternoster, 2005; Principe, 2005).

Per alcune delle località studiate sono presenti dati di letteratura relativi a logs stratigrafici editi e inediti che testimoniano la presenza di travertini sepolti. La mappa di Fig. 3.5 mostra la distribuzione di importanti corpi sepolti di travertino che si trovano nel sottosuolo di Triflisco, Caserta e Maddaloni, a profondità che vanno da 30 fino a 300 m dal piano campagna, e hanno spessori medi tra 5 e 10 m. Il corpo più spesso (50 m di spessore) si trova nella zona di Maddaloni, alla profondità di 300 m.

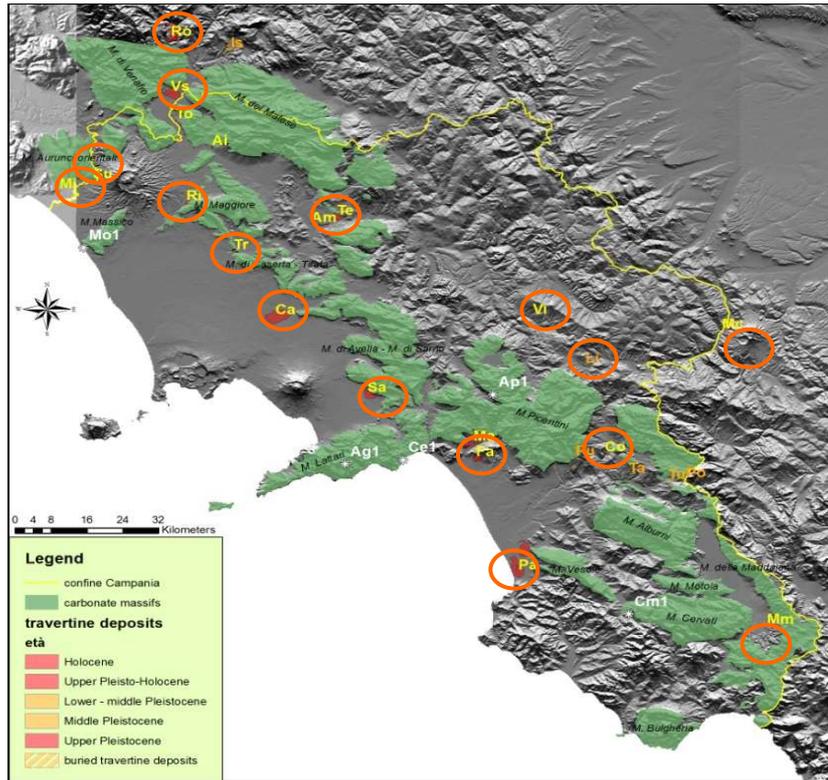


Figura 3.4. Aree di deposizione dei mappabili travertine bodies in Campania.

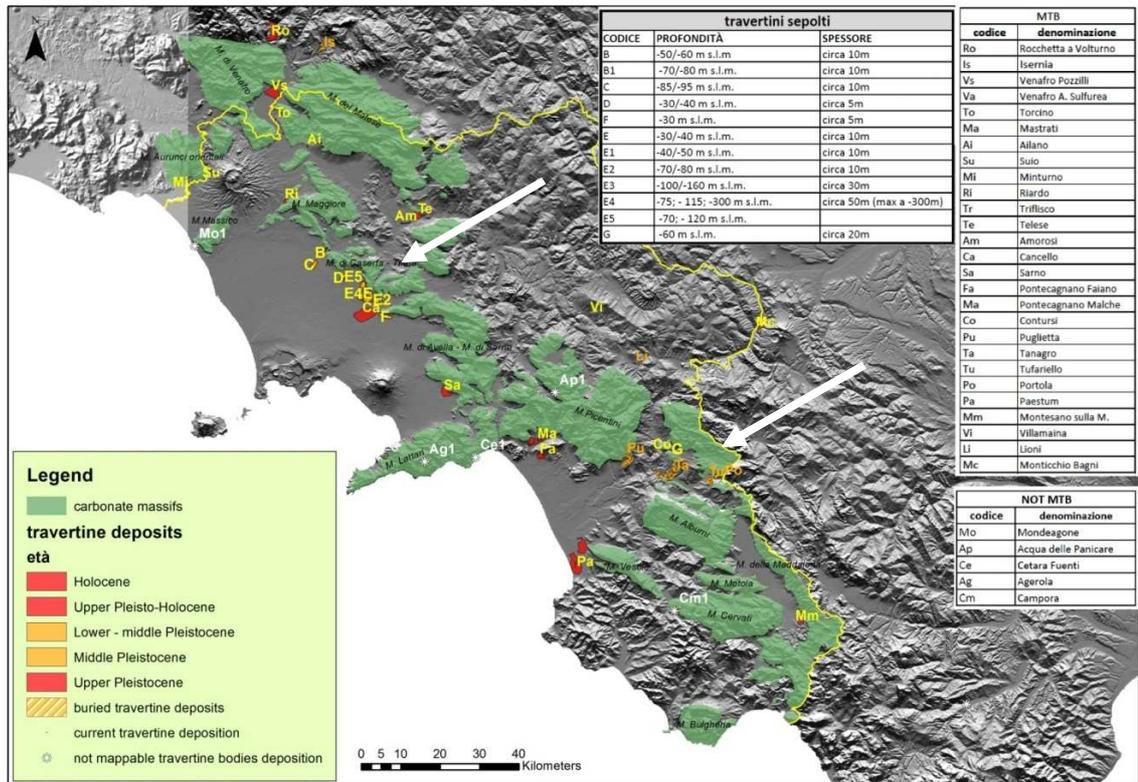


Figura 3.5. Corpi di travertino sepolto in Campania.

3.2.1 ROCCHETTA A VOLTURNO

I travertini di Rocchetta a Volturno formano un'ampia placca che occupa la paleomorfologia valliva della Piana di Rocchetta. La placca di travertino si estende per circa 10 kmq e presenta spessori massimi stimati di circa 150 - 170 m (Brancaccio et al. 1986). Di questa placca hanno trattato in vari lavori Brancaccio et al. (1986; 1988), Golubic et al. (1993), Violante et al. (1994). A Nord-Est rispetto a questa placca, si trova un'altra placca, di estensione minore, sulla quale sorge l'abitato di Castel San Vincenzo (Fig. 3.6 a-b). L'età stimata per i travertini di Rocchetta a Volturno è compresa tra 75.000 anni fa e l'attuale. In particolare si distinguono tre fasi di attivazione: 1st time \Rightarrow 75.000 - 23.000 anni fa; 2nd time \Rightarrow 17.600 - 12.500 anni fa; 3rd time \Rightarrow 4.500 - today (Brancaccio et al., 1988).

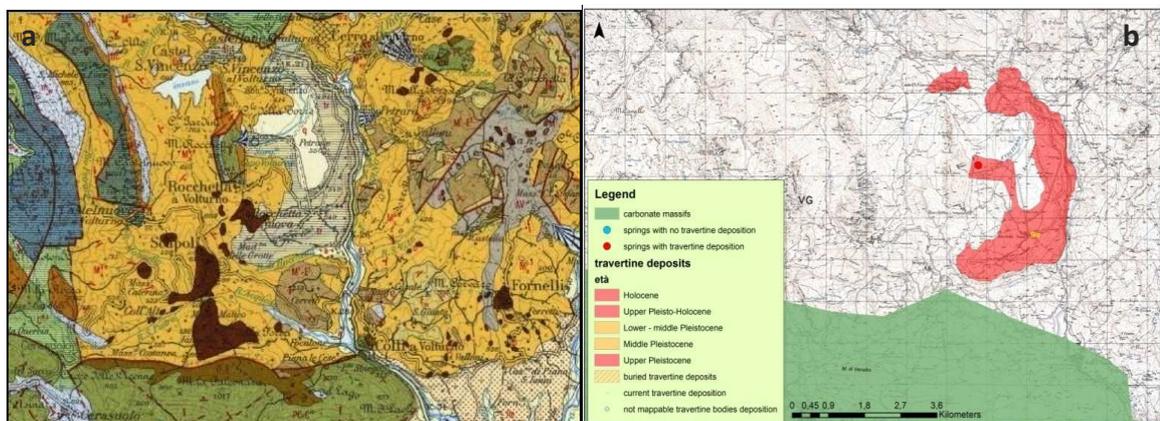


Figura 3.6. a) Stralcio Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000 sul Foglio n. 161 "Isernia"; b) ubicazione travertini di Rocchetta a Volturno.

La valle interessata dalla deposizione di travertino si è formata durante le fasi neotettoniche del Pleistocene e si è imposta sui depositi mesozoico-terziari in facies di piattaforma carbonatica (Brancaccio et al., 1986);

La placca principale di travertini si trova immediatamente a valle della sorgente Capo Volturno che, con una portata media stimata pari a 6600 l/s (Boni et al., 1986), dà vita al Fiume Volturno, il maggiore corso d'acqua dell'Italia meridionale. Si tratta di una falda che viene a giorno a una quota di 500 m s.l.m. e costituisce l'affioramento della falda del massiccio carbonatico del Monte Greco.

CAMPIONAMENTO

In questo lavoro di ricerca si è deciso di campionare la placca minore di travertini, su cui sorge l'abitato di Castel San Vincenzo. Sono stati prelevati due campioni appartenenti allo stesso affioramento: Ro1, Ro2 (Fig. 3.7a-b). Le facies più comuni riconosciute nel corpo travertinoso sono quelle del travertino fitoclastico, microermale e/o fitoermale; più raramente si riconoscono travertini stromatolitici (*sensu* D'Argenio et al., 1983). I travertini si presentano talora intercalati o coperti da ciottoli calcarei e, a volte, depositi piroclastici provenienti probabilmente dal Vulcano di Roccamonfina (Brancaccio et al., 1986).

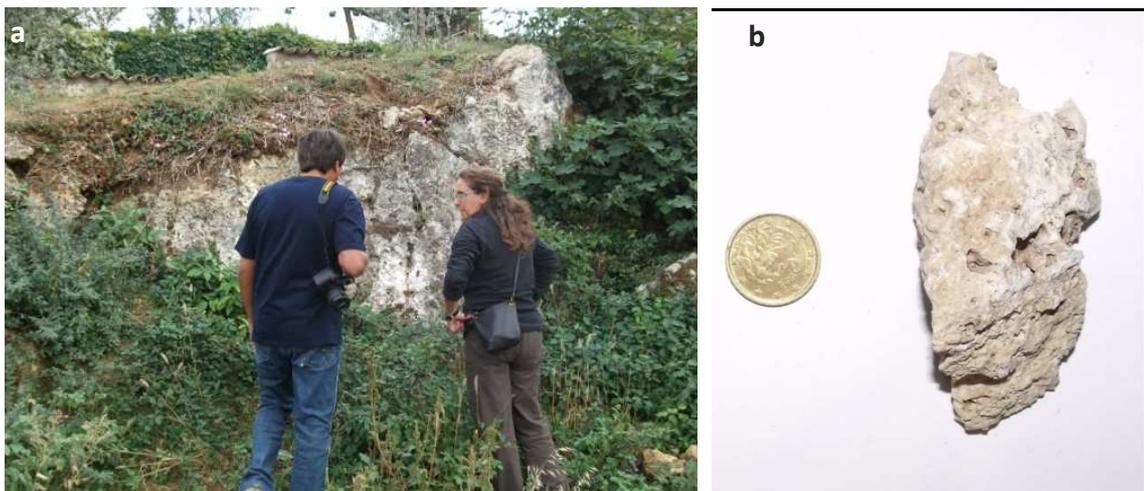


Figura 3.7. Travertini di Rocchetta a Volturno: a) affioramento; b) campione Ro1.

3.2.2 VENA FRO

Nella piana di Venafro i depositi di travertino costituiscono un'ampia placca di forma trapezoidale che si estende per circa 7 kmq ed è delimitata a NW dal conoide alluvionale Rava di Pozzilli e a SE dalla Piana basale del Volturno. In realtà i travertini si trovano stratigraficamente al di sopra dei depositi alluvionali del conoide Rava di Pozzilli (Fig. 3.8) e localmente risultano coperti da sabbie calcaree e sedimenti alluvionali/colluviali recenti (figg. 3.9- 3.10) come noto da Galli & Naso (2009).

Gli spessori massimi stimati sono dell'ordine di 5 m (Galli & Naso, 2009, Fig. 3.9). A Est rispetto alla placca principale, riportata in Carta Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000 Foglio n. 161, vi è una placchetta di dimensioni minori (estensione di circa 0.15 kmq) che si trova in prossimità della Sorgente Acqua Sulfurea, nell'ormai abbandonato stabilimento termale di Agrippa.

I depositi di travertino di Venafro probabilmente sono precipitati dalle acque di due sorgenti che si trovano rispettivamente a Nord e a Est rispetto alla placca principale. La sorgente Acqua Sulfurea, dalle cui acque tuttora precipita travertino, si trova nello stabilimento termale di Agrippa e probabilmente trae alimentazione dalla struttura idrogeologica dei Monti del Matese (Corniello et al., 1999; Allocca et al., 2009). La sorgente Capo D'acqua Pozzilli trae alimentazione dall'unità idrogeologica dei Monti di Venafro, costituita da una successione calcarea e calcareo-dolomitica, poggiante stratigraficamente su dolomie triassiche.



Figura 3.8. Stralcio Carta Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000 Foglio n. 161 "Isernia".

La zona di affioramento del travertino in quest'area corrisponde alla zona di intersezione di due importanti faglie che hanno mostrato attività tra il Pleistocene medio e l'attuale (Cinque et al., 2000):

- la faglia di Venafro, con orientamento antiappenninico e una lunghezza di circa 12 km;
- la faglia Pozzilli-Capriati, con un andamento a direzione appenninica e una lunghezza di circa 22 km.

I due lineamenti di faglia presentano rispettivamente uno slip rate verticale stimato minore di 0,25 mm/a e minore di 1 mm/a per la faglia di Venafro (definito su base geomorfologica) e compreso tra 0.2 e 0.4 mm/a per la faglia Pozzilli-Capriati (stimato sulla base dell'offset di successioni datate) (Cinque et al., 2000).

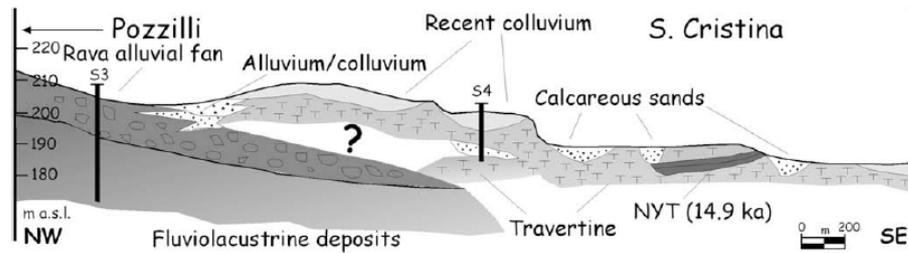


Figura 3.9. Sezione C di Fig. 10 che mostra i rapporti stratigrafici tra la placca di travertino e le altre unità dell'area di Venafro (esagerazione verticale x10) della placca di travertino di Venafro. La traccia della sezione è in Fig. 3.10. Source: Galli & Naso (2009).

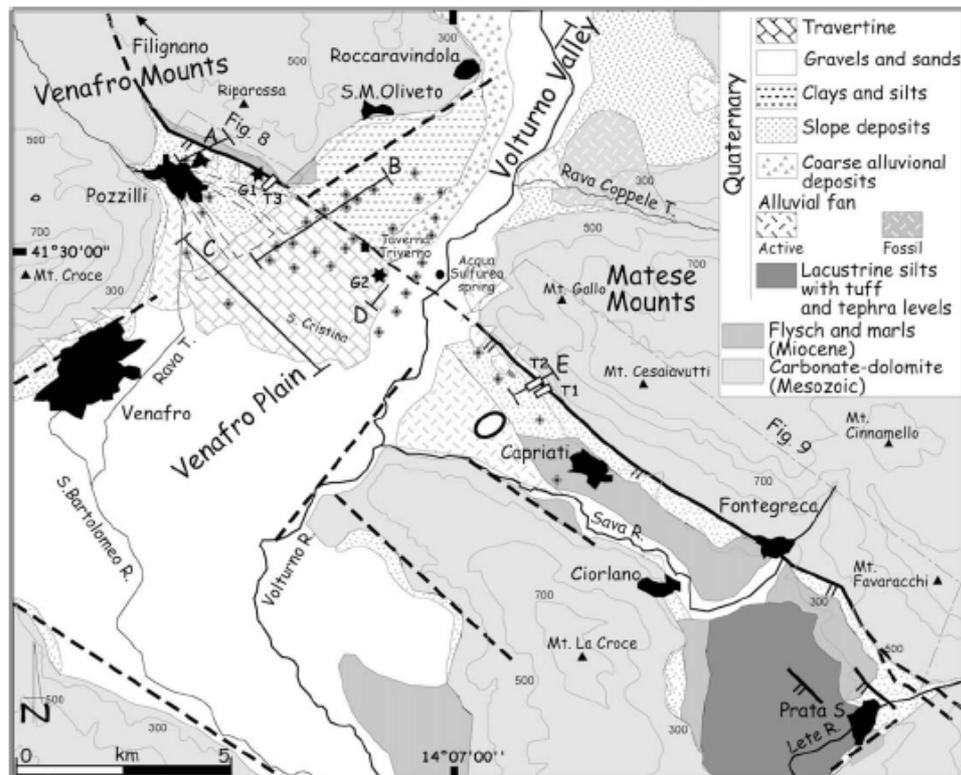


Figura 3.10. Mappa geologica schematica per la Piana di Venafro. C = traccia sezione geologica riportata in Fig. 9. Linea intera = Aequae Iuliae Fault; linea tratteggiata = faglie presunte e/o sepolte. Source: Galli & Naso (2009).

CAMPIONAMENTO

La placca travertinosa nell'area di Venafro presenta principalmente facies fitoermali e microermali ma localmente si possono osservare anche depositi fitoclastici, contenenti una gran quantità di macrofite, resti di organismi, frustoli e briofite. La facies fitoermale è caratterizzata dalla presenza di intercalazioni lenticolari di sabbie calcaree e depositi colluviali. Spesso si riscontrano paleosuoli. Nella zona di Venafro sono state considerate tre zone di affioramento dei depositi di travertino (Fig. 3.11).

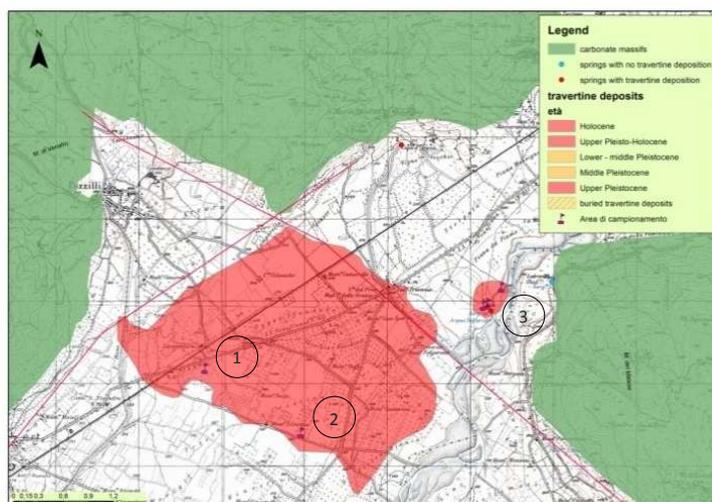


Figura 3.11. Punti di campionamento: 1) Loc. Armieri; 2) Loc. Santa Cristina; 3) Terme Agrippa.

AFFIORAMENTO 1



**Figura 3.12. Travertini di Venafro.
Affioramento in Loc. Armieri.**

Un primo affioramento si trova alla Loc. Armieri, nella porzione occidentale della placca travertinoso più estesa (Fig. 3.11 n.1). È stato possibile osservare il travertino in posto in uno scavo di cantiere (Fig. 3.12) e sono stati prelevati 2 campioni lungo la stessa verticale stratigrafica: Vs1 e Vs2. Si tratta prevalentemente di sabbie travertinoso con lenti di travertini fitoermali più cementati e litoidi.

AFFIORAMENTO 2

Il secondo affioramento è stato osservato in Loc. Santa Cristina, nella porzione meridionale della placca travertinoso più estesa, lungo la strada che collega la S.S. 85 con la Loc. Pietra

Bianca (Fig. 3.11 n.2). In questo affioramento il travertino si trova a circa 0.80 m di profondità dal piano campagna, e sono state distinte due differenti facies affioranti: una prima facies ha un aspetto più spugnoso e vacuolare, caratterizzato da cementazione blanda e rappresentato dal campione Vs3; la seconda facies, di contro, si presenta più compatta e lapidea, meno porosa, ed è rappresentata dal campione Vs4 (Fig. 3.13 a-b-c).



Figura 3.13. Travertini affioranti in Loc. Santa Cristina: a) affioramento; b) campione Vs3; c) campione Vs4.

AFFIORAMENTO 3

L'ultima zona di campionamento è lo stabilimento termale di Agrippa, ormai abbandonato (Fig. 3.11 n.3). In quest'area sono stati osservati depositi di travertino antichi, depositi recenti e deposizione attuale presso la Sorgente Acqua Sulfurea. Di seguito una breve descrizione dei tre punti di campionamento:

- ✓ Depositi di travertino antichi: affiorano a Est rispetto allo stabilimento e costituiscono un blocco affiorante per circa 1.50 m dal piano campagna (Fig. 3.14a). Osservando la verticale stratigrafica si riconoscono almeno due facies

differenti, corrispondenti a due campioni prelevati, dall'alto verso il basso: Va1 e Va2 (Fig. 3.14b). Il blocco travertinoso si presenta degradato in superficie e in parte obliterato dalla vegetazione.

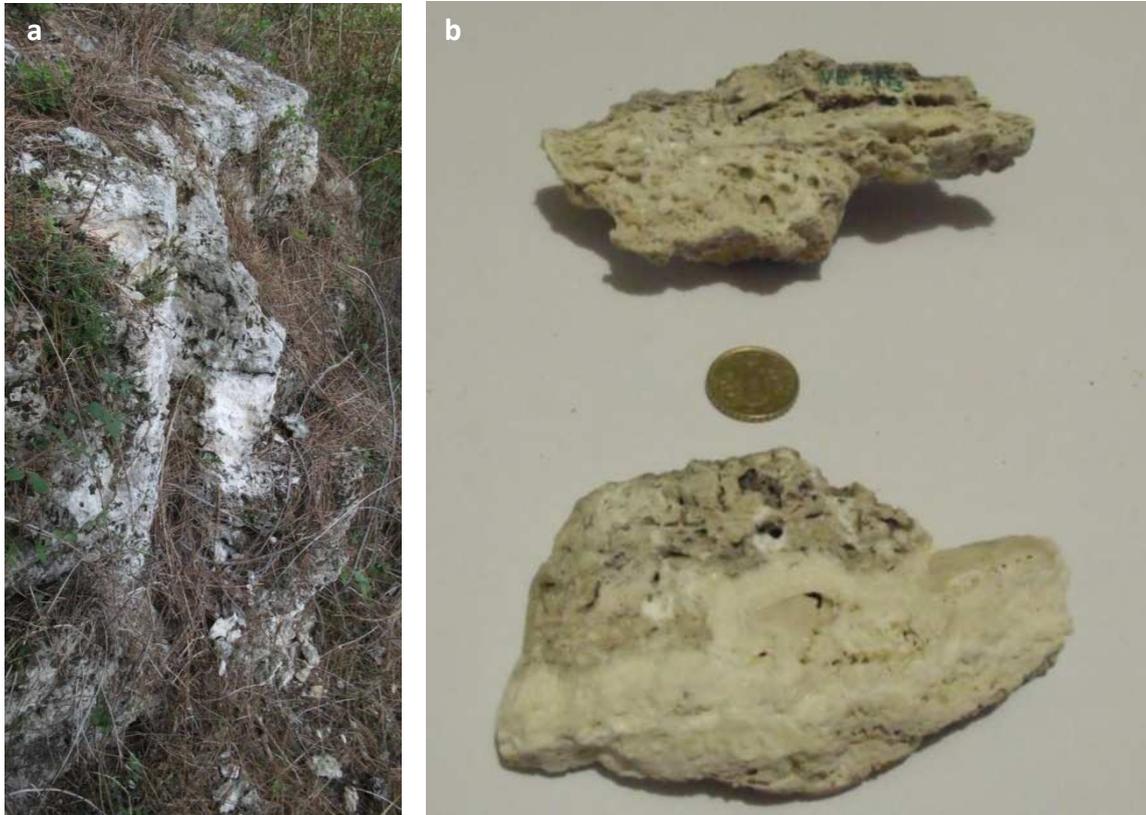


Figura 3.14. Travertini di Venafro. a) Affioramento n. 3 - Terme di Agrippa; b) travertini antichi: campioni Va1, in alto e Va2, in basso.

- ✓ Travertini recenti: costituiscono una placca affiorante a livello del piano campagna e degradante verso il Fiume Volturno. Il campione Va3 è stato prelevato lungo la parete del canale che dal pozzo doveva drenare le acque verso il Fiume Volturno.
- ✓ Deposizione attiva di travertino: avviene ad opera delle acque della sorgente Acqua Sulfurea, captata in pozzo (Fig. 3.16a-b). Le incrostazioni si trovano lungo le pareti del pozzo e in prossimità del troppopieno e si presentano come lamine fragili e sottili di colore bianco. Le croste di travertino in formazione costituiscono il campione Va4 (Fig. 3.16c).



Figura 3.15. Travertini di Venafro. Affioramento 3 - Terme di Agrippa. Campioni Va3a (sx) e Va3b (dx).



Figura 3.16. Travertini di Venafro. Affioramento 3 - Terme di Agrippa. a - b) deposizione attiva di travertino presso la sorgente Acqua Sulfurea; c) campione Va4.

3.2.3 SUIO

Terme di Suio è un sistema idrotermale situato sulle sponde del Fiume Garigliano, al confine tra Campania e Lazio. Il sito consiste di 12 sorgenti termali allineate lungo le sponde del Fiume Garigliano, alla base del versante occidentale del Vulcano Roccamonfina, in una zona in cui la dislocazione tettonica lungo faglie orientate approssimativamente NW e NE mette a contatto i calcari mesozoici e le dolomiti che costituiscono la monoclinale dei Monti Aurunci orientali con i depositi vulcanici del Roccamonfina (Fig. 3.17).

L'area idrotermale di Suio è costituita da un fronte sorgivo lungo 12 km, composto da 12 sorgenti spesso associate a emissioni gassose (Minissale, 2004; Duchi et al., 1995; Googas). Tali sorgenti costituiscono una delle principali vie di deflusso della struttura idrogeologica dei Monti Aurunci Orientali. In particolare per tale struttura è ipotizzata la presenza di due

serbatoi, uno localizzato nelle rocce calcaree del Cretacico superiore - Miocene (serbatoio superiore) e un secondo localizzato nei calcari del Lias medio - superiore (serbatoio inferiore), caratterizzato da acque ad elevata mineralizzazione probabilmente per la presenza del vicino vulcano del Roccamonfina.

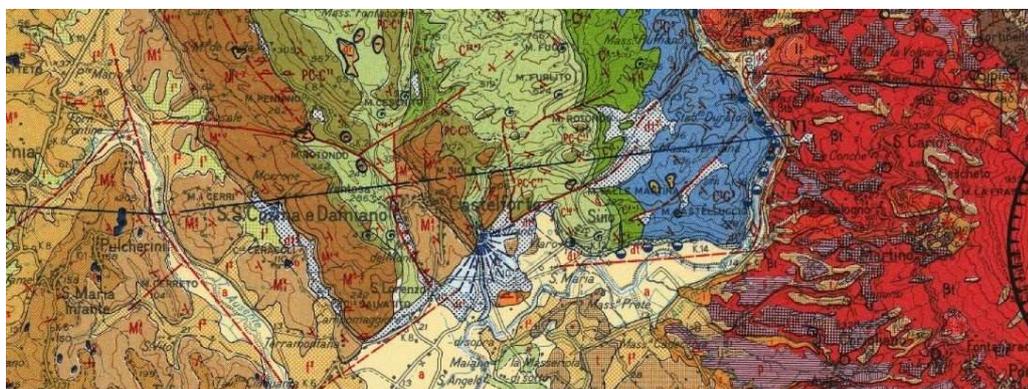


Figura 3.17. Stralcio Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio n. 171 "Gaeta e Vulcano di Roccamonfina".

Tra i due serbatoi molto probabilmente si verificano degli scambi idrici (Boni et al., 1979) che portano alla mineralizzazione delle acque dell'acquifero più superficiale. La gran parte di queste sorgenti presenta acque ipertermali a elevata mineralizzazione. Le principali sono:

Sorgente	Coordinate geografiche	Campionamento di travertino
Terme Tomassi	13°53'35,701"E 41°18'46,616"N	X
Terme Ciorra	13°53'37,17"E 41°18'35,477"N	X
Terme Sant'Egidio	13°52'53.20"E 41°19'29.79"N	
Piscine Luval	13°52'46,19"E 41°19'37,079"N	X
Terme Alba	13°53'16.06"E 41°19'5.49"N	

A molte di queste sorgenti corrispondono altrettanti stabilimenti termali. Vi sono poi alcune sorgenti che invece presentano temperature basse e sembrano essere riferibili a una circolazione di tipo carsico, senza che vi sia stata influenza di sorta da parte del flusso di calore che si trova al di sotto del Vulcano del Roccamonfina.

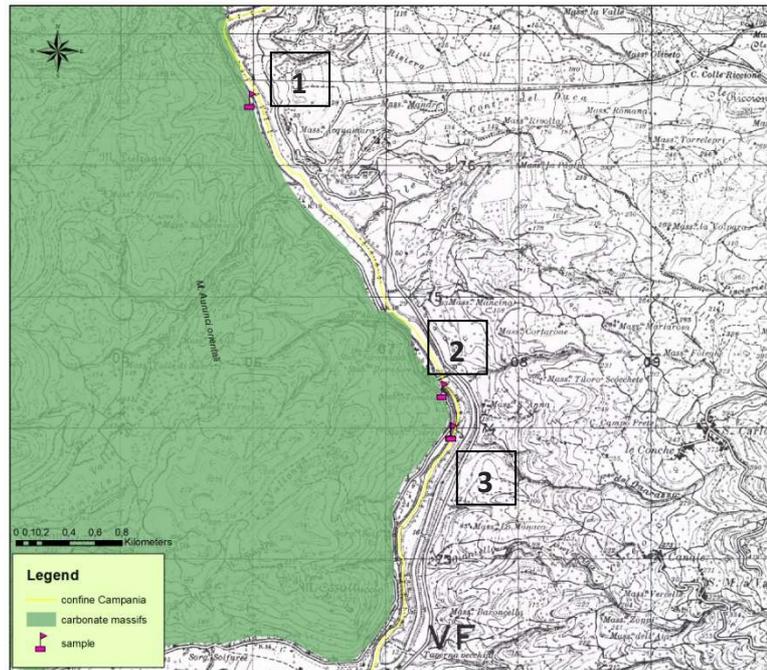


Figura 3.18. Ubicazione aree di campionamento.

I travertini si depositano in prossimità di alcune sorgenti. Tra i depositi principali si ricordano quelli di Terme Tomassi, dove, in seguito a getti intermittenti di acqua a temperatura di circa 55°C, si sono formate delle facies di cascata per un'altezza totale del deposito di 5 metri e Terme Ciorra, che si trova circa 500 metri a Sud di Terme Tomassi e che presenta, allo stesso modo, facies di cascata degradanti verso il Fiume Garigliano.

CAMPIONAMENTO

Nell'area di Suio si è proceduto al campionamento di corpi travertinosi precipitati in corrispondenza delle Piscine Luval e degli stabilimenti termali Tomassi e Ciorra (Fig. 3.18, rispettivamente n.1, n.2 e n.3).

✓ AFFIORAMENTO 1

Il primo affioramento osservato si trova all'interno dello stabilimento Piscine Luval (Fig. 3.18 n.1). Il travertino in questo caso precipita dalle acque di scarico delle piscine e incrosta il canale di scarico (Fig. 3.19a-b) e le rocce sottostanti. Il campione prelevato è stato denominato Su1.

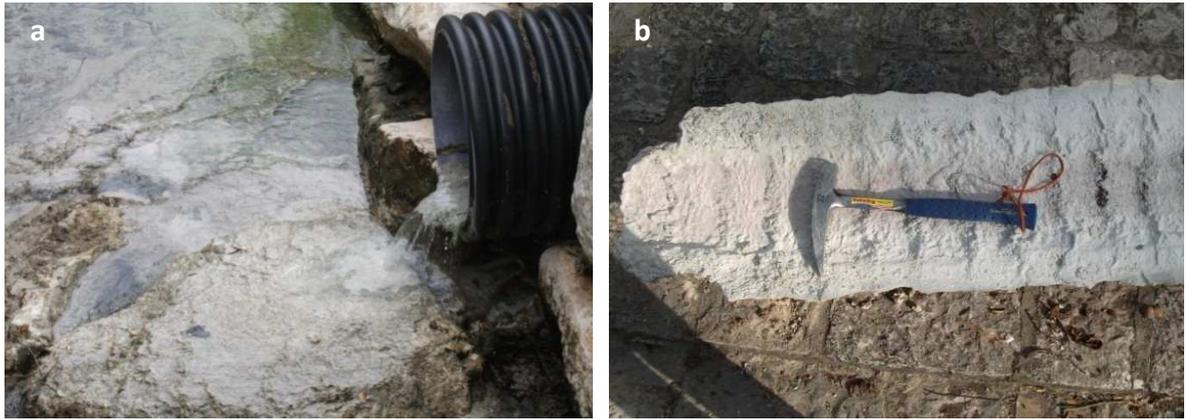


Figura 3.19. Travertini di Suio - stabilimento Piscine Luval: a) Deposizione attiva di travertino; b) lastra di travertino prelevata per campionamento.

✓ AFFIORAMENTO 2

Il secondo campione (Su2) è stato prelevato presso le sorgenti sulfuree di Terme Tomassi (Fig. 3.20). Si tratta di uno stabilimento abbandonato in cui le acque delle sorgenti, non più regimate, danno vita ad incrostazioni diffuse sul piazzale e lungo il versante che degrada verso il Fiume Garigliano (Fig. 3.18 n.2).



Figura 3.20. Travertini di Suio - Terme Tomassi: deposizione attiva di travertino presso la sorgente.

✓ AFFIORAMENTO 3

Gli ultimi due campioni (Su3, Su4) sono stati prelevati in prossimità dello stabilimento termale Ciorra (Fig. 3.18 n.3). In quest'area i travertini incrostano le vasche attigue allo stabilimento e degradano lungo il versante in facies di cascata (Fig. 3.21) sviluppando forme lobate e strutture deposizionali come micro rim e pool o microterraces (*sensu* Guo & Riding, 1999) (Fig. 3.21c). I campioni Su3 e

Su4 sono stati prelevati rispettivamente all'interno delle vasche e lungo il pendio che degrada al Fiume Garigliano.



Figura 3.21. Travertini di Suio - Terme Ciorra: a-b) depositi di travertino in facies di cascata; c) dettaglio microterraces; d) incrostazioni su vasche.

3.2.4 MINTURNO

I travertini di Minturno costituiscono una placchetta molto piccola (0.04 kmq) riportata in Carta Geologica d'Italia v.s., scala 1:100.000, al Foglio n. 171 (Fig. 3.22).

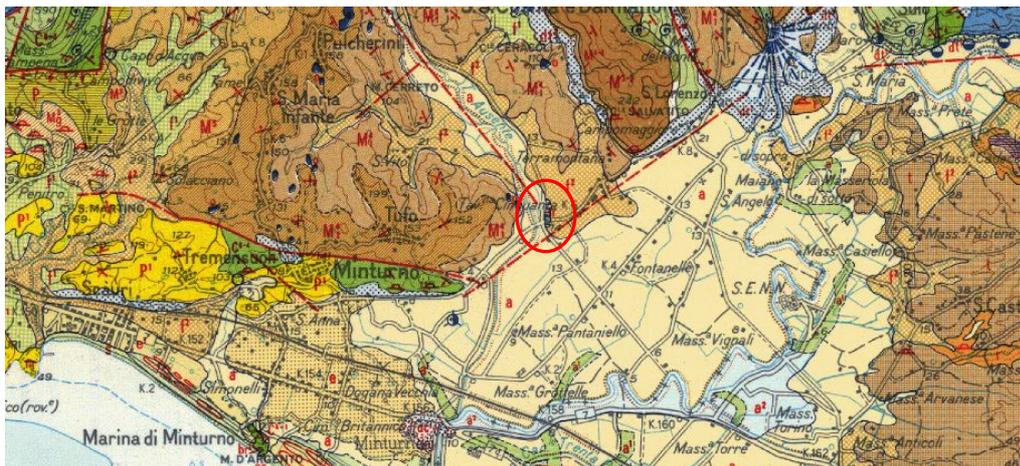


Figura 3.22. Stralcio Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Foglio n.171 "Gaeta e Vulcano di Roccamonfina". Il cerchio rosso evidenzia l'ubicazione dei depositi di travertino di Minturno.

La zona di affioramento dei travertini di Minturno corrisponde al margine settentrionale della Piana Campana, immediatamente al di sotto del massiccio montuoso dei Monti Aurunci Orientali. Non è nota la sorgente che ha portato alla formazione di questi travertini, che si sono formati durante l'Olocene (ISPRA, 2012).

CAMPIONAMENTO

I travertini di Minturno affiorano lungo un taglio stradale lungo la via F.Baracca (Strada Ausente), all'incrocio con la Strada Provinciale 229. Essi appaiono come travertini stromatolitici fortemente cementati, a luoghi alternati a lenti di sabbie travertinosi e paleosuoli. Il campione prelevato è stato denominato Mi1 (Fig. 3.23).

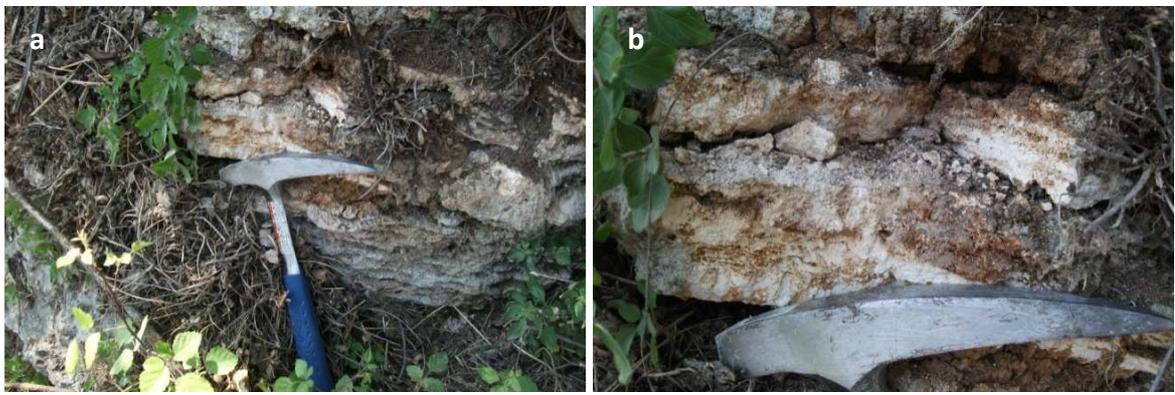


Figura 3.23 Travertini di Minturno: a) affioramento presso un taglio stradale lungo la Strada Ausente; b) dettaglio travertini.

3.2.5 MONDRAGONE

I travertini di Mondragone costituiscono una piccola placca, non mappabile, in prossimità delle sorgenti Sinuessa (Fig. 3.24). Essi precipitano da acque fortemente mineralizzate con temperature allo sfioro di circa 51°C ed emissioni gassose. La precipitazione, nell'area di emergenza, ha sviluppato una struttura pinnacolare (*emergent spring mound, sensu Pentecost & Viles, 1994*) con un'altezza di circa 40 cm dal piano campagna). La deposizione dei travertini di Mondragone ha avuto inizio precedentemente alla deposizione dell'I.C. La zona di affioramento del travertino in quest'area corrisponde alla zona della faglia di Mondragone, attiva da 36 ky all'Attuale e caratterizzata da una lunghezza di circa 6 km e uno slip rate verticale compreso tra 0.1 e 0.5 mm/a (Cinque et al., 2000).

I travertini di Mondragone non sono mappabili, ma sono stati tuttavia oggetto del presente studio poiché presentano delle caratteristiche peculiari, come forme deposizionali e

strutture sedimentarie tipiche dei *travertine* (Pentecost & Viles, 1994) (Fig. 3.25), che verranno discusse nel capitolo 4.

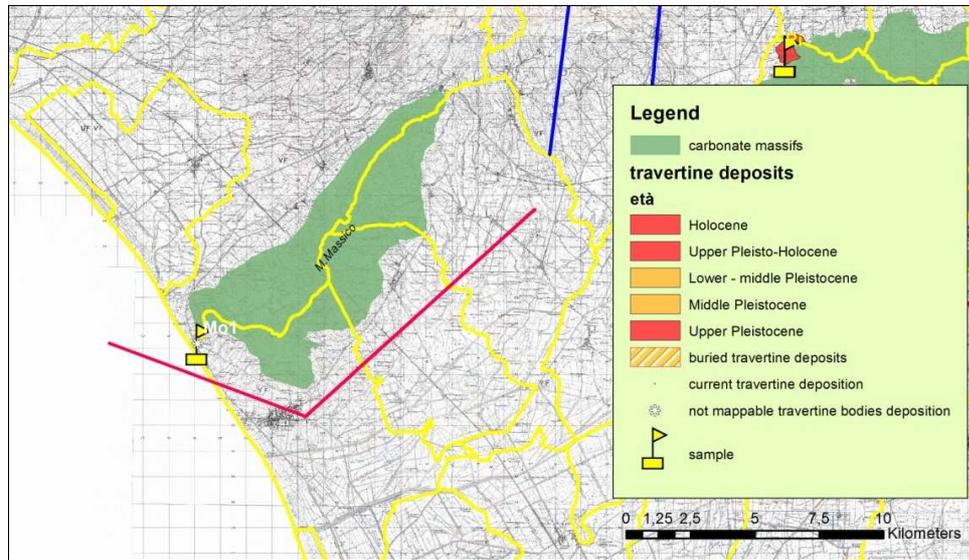


Figura 3.24. Ubicazione campioni Mo1.



Figura 3.25. Travertini di Mondragone: a) emergent spring mound con evidenza di microterraces (sensu Guo & Riding, 1999) (vedi par. 4.2.7); b-c) Paper-thin raft (vedi par. 4.2.5).

3.2.6 RIARDO

Nella zona di Riardo i travertini costituiscono una placca estesa per circa 0.74 kmq che si trova a SW rispetto all'abitato di Riardo (Fig. 3.26). La placca si trova al margine del versante Nord-Occidentale dei Monti di Caserta - Tifata, in una zona in cui un probabile lineamento tettonico mette a contatto i depositi carbonatici mesozoici con i depositi terrigeni quaternari della Piana. I travertini di Riardo presentano un'età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

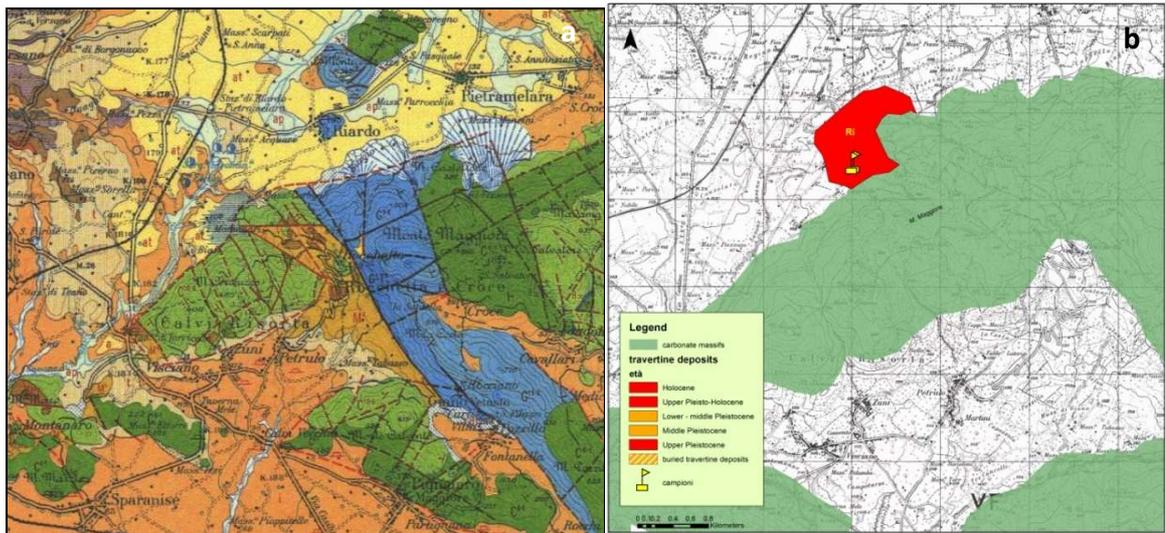


Figura 3.26. a) Stralcio Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000 Foglio n. 172 "Caserta" ; b) ubicazione campioni prelevati.

CAMPIONAMENTO

La placca di travertino nell'area di Riardo si trova a breve distanza dalle sorgenti Ferrarelle, fortemente mineralizzate (Minissale et al., 2004), che potrebbero essere state responsabili della precipitazione. Nell'area di Riardo il campionamento ha riguardato un deposito di travertino affiorante lungo un taglio stradale in Loc. Montanari (Fig. 3.27a). Sono stati prelevati due campioni a pochi metri di distanza: Ri1 e Ri2 (Fig. 3.27b). Si tratta per lo più di sabbie travertinose alternate a facies fitoermali più cementate e cristalline.



Figura 3.27. Travertini di Riardo: a) affioramento; b) campioni Ri1, Ri2.

3.2.7 TRIFLISCO

Nel comune di Bellona, in prossimità delle sorgenti di Triflisco (Fig. 3.28), vi è deposizione di travertino, che ha avuto inizio a partire dal Pleistocene superiore ed è tuttora in corso. Vi sono inoltre, in letteratura, dati relativi a travertini sepolti (livelli a profondità di 50 m e 85 metri dal p.c.) in quest'area. La placca di travertino rilevata presenta un'estensione di circa 0.14 kmq.

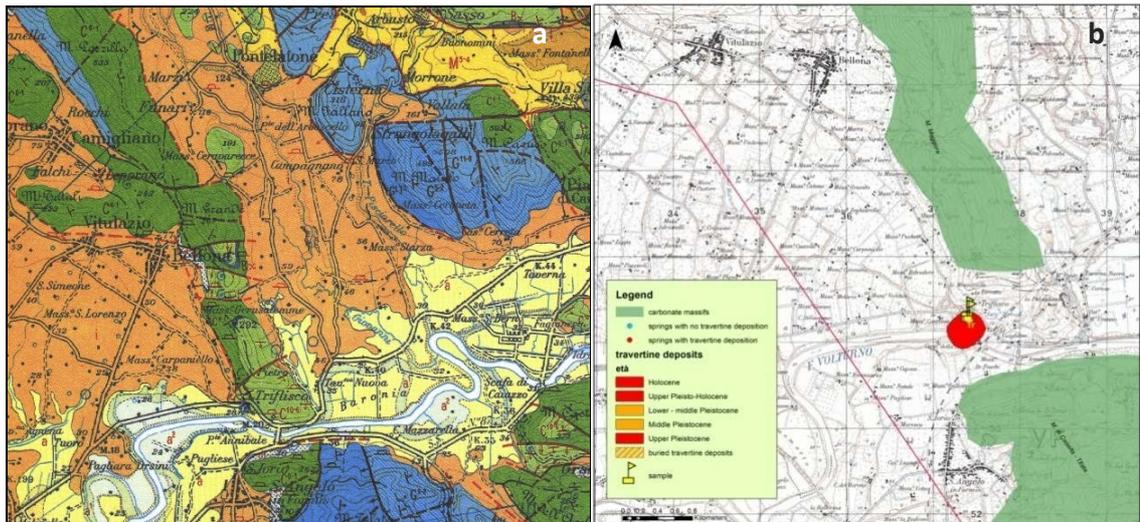


Figura 3.28. a) Stralcio Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000 Foglio n. 172 "Caserta"; b) ubicazione campioni prelevati.

L'area delle sorgenti di Triflisco si trova al margine della Piana Campana, nella zona in cui i depositi carbonatici mesozoici del Monte Maggiore lasciano il posto ai depositi quaternari della Piana. Tale contatto è di tipo tettonico e quindi, favorisce la venuta a giorno di fluidi profondi mineralizzati e caldi. In particolare la faglia principale della zona è la Faglia della Piana Volturno (Cinque et al., 2000) caratterizzata da un'attività a partire dall'ultimo glaciale e una lunghezza di 34 km. Le sorgenti di Triflisco costituiscono il recapito principale della falda di base dell'unità idrogeologica del Monte Maggiore. Sembrerebbe che tali acque attraversino, prima della venuta a giorno, un sifone carbonatico al di sotto del Monte Maiulo che provoca la loro miscelazione con acque profonde fortemente mineralizzate.

CAMPIONAMENTO

Il campionamento condotto nell'area di Triflisco ha riguardato principalmente due affioramenti:

- ✓ **DEPOSIZIONE ATTIVA:** avviene lungo la passerella e in prossimità delle bocche delle sorgenti, lungo il muro (Fig. 3.29). Il campione rappresentativo di questi depositi è stato denominato Tr1 (Fig. 3.29 c,d).
- ✓ **INCROSTAZIONI FOSSILI:** sul muro che delimita l'area delle sorgenti rispetto alla strada principale (Fig. 3.29c). Il campione prelevato in questo punto è stato denominato Tr2.



Figura 3.29. Travertini di Triflisco: a-b) deposizione attiva; c) ubicazione campioni; d) prelievo campione Tr1.

3.2.8 TELESE E AMOROSI

La Valle Telesina è un'ampia depressione morfostrutturale ad andamento E-W, delimitata a Sud dal massiccio di M. Camposauro e a Nord dal massiccio di M. Croce. La sua origine risale al Pleistocene inferiore, quando ha cominciato a delinearsi per poi meglio definirsi nel Pleistocene medio. Della tettonica di questa area hanno discusso diversi Autori tra i quali Galadini et al. (2000), Cinque et al. (2000), Magliulo et al. (2004), Massa et al. (2005; 2007), Voltattorni et al. (2006), Ascione et al. (2007), Di Bucci et al. (2009). Secondo Massa et al. (2005) la struttura della valle telesina è stata responsabile del forte terremoto del Sannio del 1688. Sebbene vicina ad altre strutture note, la struttura sismogenetica responsabile della sismicità maggiore del Sannio è ancora poco conosciuta e le ipotesi esistenti si basano essenzialmente su dati geomorfologici e storici. La tettonica in quest'area ha lasciato delle evidenze che oggi possono essere studiate come indicatori geomorfologici di tettonica recente (Santangelo, 2003); in particolare diversi Autori

(Magliulo et al., 2004; Massa et al. 2005) hanno trattato della duplicazione dei terrazzi del Fiume Calore nella Valle Telesina e delle anomalie della loro distribuzione generale, dovuti all'interazione tra movimenti tettonici e processi fluviali.

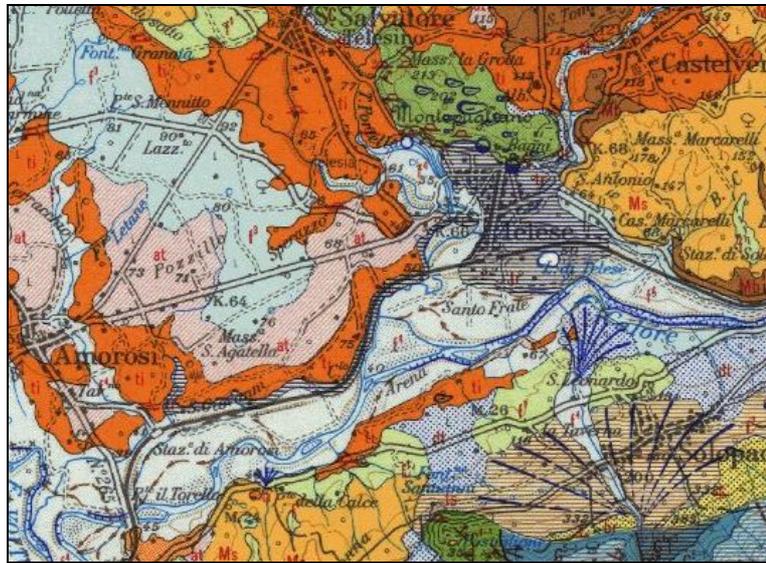


Figura 3.30. Carta Geologica d'Italia v.s., scala 1:100.000 Foglio 173.

I travertini che affiorano nell'area di Telesse corrispondono al punto di terminazione laterale della Faglia della Piana di Alife, che, con una lunghezza di circa 30 km, delimita la valle del Fiume Volturno dai Monti del Matese. La faglia presenta attività a partire dal Pleistocene inferiore (Cinque et al. 2000). I travertini di Telesse possono essere distinti in due corpi mappabili. Una prima placca, nota come travertini di Telesse, è presente in prossimità dell'abitato di Telesse ed ha un'estensione pari a 2.21 kmq. In quest'area sono presenti anche depositi sepolti (a 12 metri di profondità dal p.c.). La seconda placca, noti come travertini di Amorosi, è costituita da una striscia allungata che segue l'andamento della ferrovia nei pressi della stazione di Amorosi; presenta un'estensione totale di 0.62 kmq e spessori di circa 30 m in affioramento. I due depositi presentano età differenti, rispettivamente minore di 39.000 anni fa e maggiore di 39.000 anni fa (datazione relativa in base ai rapporti stratigrafici con l'*Ignimbrite Campana*).

I depositi di travertino nell'area di Telesse precipitano chimicamente dalle acque delle sorgenti sulfureo-carbonatiche del Matese Sud-orientale che sgorgano alla base di Monte Pugliano (Fig. 3.30). I due gruppi sorgivi principali sono le sorgenti di Grassano e le sorgenti di Telesse, queste ultime captate nello stabilimento termale di Telesse Terme. Le sorgenti di Telesse, in particolare, risultano ipotermali e sulfuree (Corniello & De Riso,

1986; Duchi et al., 1995; Corniello et al., 1996; Minissale, 2004;). La portata media totale del gruppo di sorgenti Grassano e del gruppo Terme di Telese, è stimabile intorno a 5200 l/s.

CAMPIONAMENTO

Nell'area di Telese è stata condotta una campagna di campionamento focalizzando l'attenzione su tre affioramenti principali, la cui ubicazione è riportata in Fig. 3.31:

✓

AFFIORAMENTO 1

Il primo campionamento è stato condotto sulle sponde meridionali del Lago di Telese (Fig. 3.31, n.1). Sono state riconosciute in quest'area differenti facies rappresentate da 3 campioni significativi: Te1, Te2 e Te3 (Fig. 3.32). Si tratta soprattutto di *sabbie travertinose* e *travertini fito e microermali*, a luoghi cementati, con numerosi residui vegetali.

✓

AFFIORAMENTO 2

Il secondo punto di campionamento si trova all'interno dello stabilimento termale di Telese Terme (Fig. 3.31, n.2), dove è stata osservata deposizione attiva di travertino in prossimità di un laghetto (Fig. 3.33 a). Le facies riconosciute sono riconducibili soprattutto a *sabbie travertinose* (*sensu* D'Argenio et al., 1988). In quest'area è stato prelevato il campione Te4 (Fig. 3.33 b - c).

✓

AFFIORAMENTO 3

L'ultimo affioramento osservato si trova nell'area della stazione ferroviaria di Amorosi (Fig. 3.31 n.3). Il campione prelevato, Am1 (Fig. 3.34), si presenta fortemente cementato, in facies prevalentemente fito e microermale con evidenti impronte di organismi e resti vegetali.

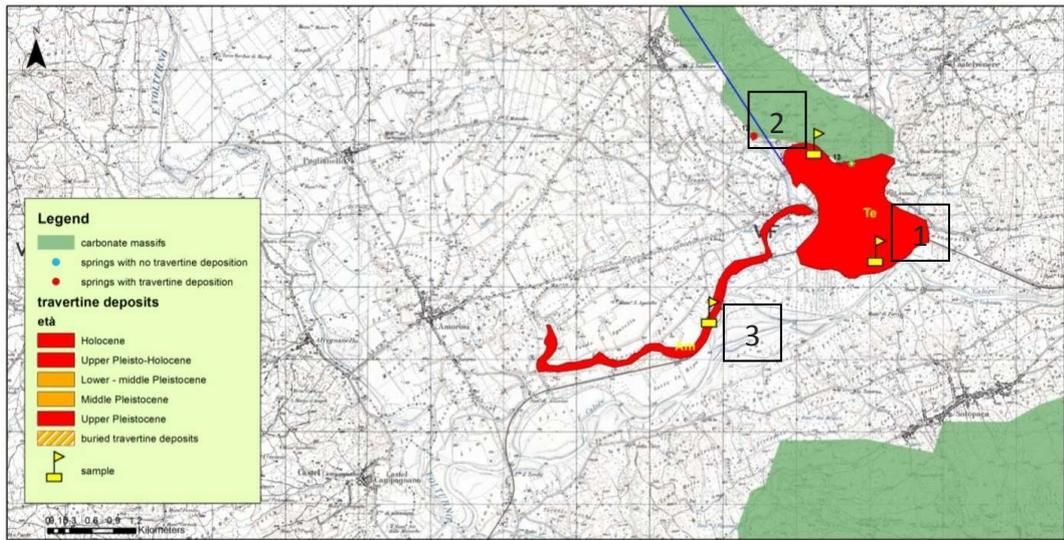


Figura 3.31. Travertini affioranti nell'area di Teleso. Te = placca di Teleso Terme; Am = placca di Amorosi.

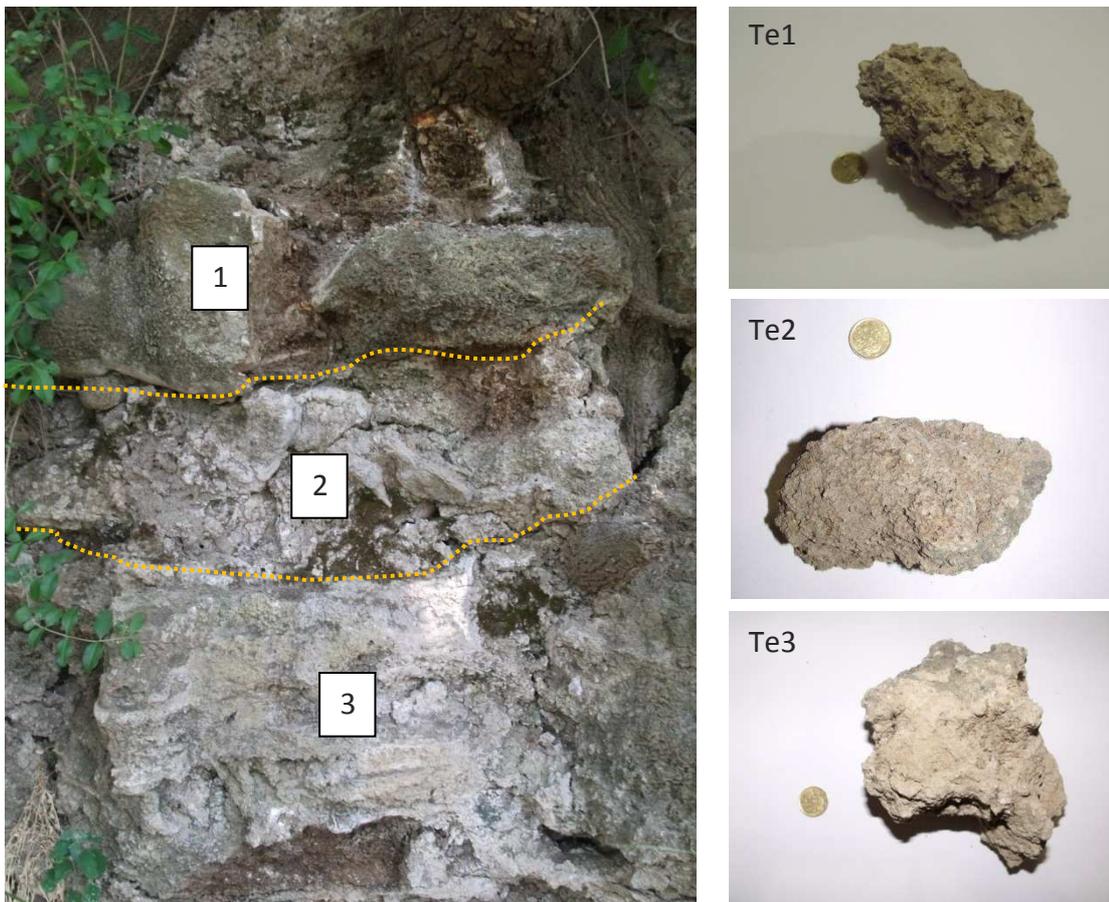


Figura 3.32. Affioramento 1 - Travertini lungo la sponda del lago di Teleso. Campioni Te1, Te2, Te3.



Figura 3.33. Affioramento 2 - stabilimento termale di Telese Terme: a) deposizione attiva di travertino; b-c) campione Te4.



Figura 3.34. Campione Am1.

3.2.9 CANCELLO

I travertini di Canello hanno età compresa tra il Pleistocene superiore e l'attuale e presentano, secondo quanto riportato dalla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio n. 183 (Fig. 3.35), un'estensione areale di 13 kmq. Dalla letteratura è noto che vi siano anche corpi di travertino sepolto (a -25 m e -100m), individuati attraverso pozzi profondi lungo i margini della Piana Campana. Tali travertini si presentano a luoghi compatti e lapidei, a luoghi sabbiosi, intercalati a limi.

In superficie il travertino dovrebbe trovarsi nei dintorni delle sorgenti Mofito e Calabricito (Celico et al., 1980), ubicate nei pressi dell'abitato di Canello. Tali sorgenti sono fortemente mineralizzate, in quanto connesse a circuiti profondi delle acque sotterranee all'interno dell'acquifero carbonatico che, dall'area di affioramento nei monti di Caserta, viene progressivamente ribassato al di sotto della Piana Campana, fino ad alcuni chilometri di profondità.

Le sorgenti di Mofito e Calabricito sono localizzate al contatto tra i calcari della dorsale di Canello, che costituisce l'acquifero principale, e i terreni piroclastici che costituiscono la Piana Campana. Le acque delle due sorgenti sono del tipo bicarbonato-calciche ma

presentano un maggior grado di mineralizzazione rispetto alle altre presenti in zona; probabilmente la causa di tale fenomenologia è da ricercare nella complessa situazione strutturale esistente in corrispondenza del blocco occidentale della dorsale di Avella che favorisce l'approfondimento dei circuiti idrici sotterranei (Celico et al., 1980). In realtà, le due sorgenti nei primi anni 80 con l'avvento delle prime realtà industriali con rispettivi cospicui emungimenti, andarono incontro a un primo concreto abbassamento del livello della falda e conseguente scomparsa delle sorgenti (Calabricito prima e Mofito poi). Recentemente un innalzamento della falda da attribuire probabilmente a una maggiore ricarica meteorica o a una diminuzione degli emungimenti, ha portato a una parziale ricomparsa di una delle due sorgenti, quella di Calabricito.

I depositi di travertino nell'area di Cancellò sono localizzati a letto di un'importante faglia con andamento grossomodo EW e una lunghezza totale di 9 km, che ha mostrato attività dall'ultimo glaciale (Cinque et al., 2000).

Nella campagna di campionamento non è stato possibile individuare depositi di travertino affioranti nella zona di Cancellò.

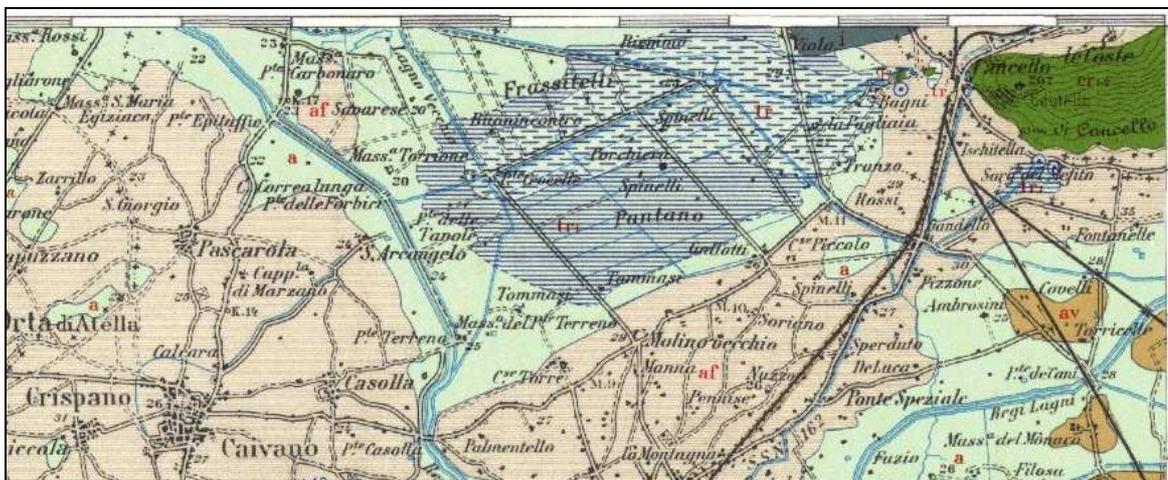


Figura 3.35. Stralcio Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio n. 183.

3.2.10 VILLAMAINA

I travertini di Villamaina sono riportati in Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, Foglio n. 186 (Fig. 3.36) e costituiscono due placchette di dimensioni ridotte (estensione areale complessiva di 0.37 kmq) formate durante l'Olocene. I travertini di Villamaina si trovano in una zona interna della catena dove gli acquiferi principali non sono costituiti dai carbonati mesozoici ma da depositi terrigeni di flysch. Si tratta quindi di acquiferi meno potenti rispetto a quelli carbonatici. Tuttavia, si tratta di un'area caratterizzata da risalita di fluidi a componente endogena. A pochi chilometri dalla zona di affioramento della placca di travertino si trovano infatti le sorgenti di San Teodoro e la Mefite di Ansanto che costituisce il più esteso punto di emissione gassosa di CO₂ non vulcanica d'Italia (Chiodini et al., 2010).

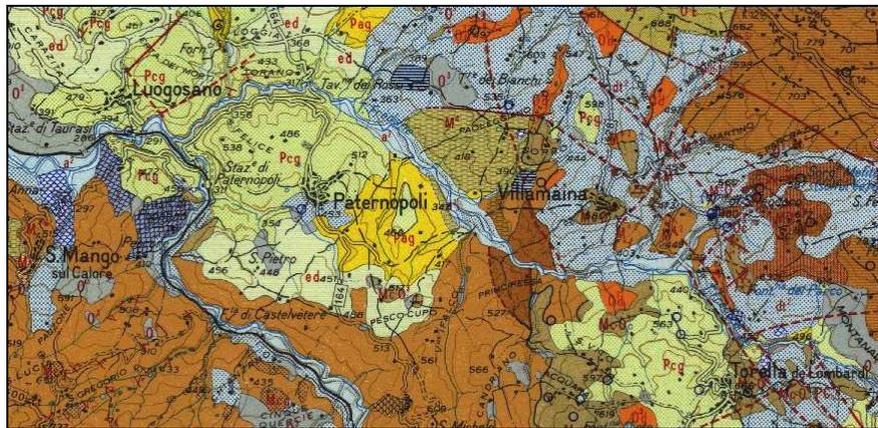


Figura 3.36. Stralcio Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, Foglio n. 186 "Sant'Angelo de' Lombardi".

CAMPIONAMENTO

I campioni di travertino sono stati prelevati in prossimità della Cava a Loc. Piano Grammatica. Sono stati raccolti due campioni: uno in posto su blocco di travertino affiorante (Vi2, Fig. 3.37 a), all'ingresso della cava, e un secondo su una lastra di travertino cavata alla profondità di circa 3.00 metri dal p.c. (Vi1 Fig. 3.37 b). Nella cava è stata inoltre rinvenuta una lastra con evidenti concrezioni (Fig. 3.37 c).

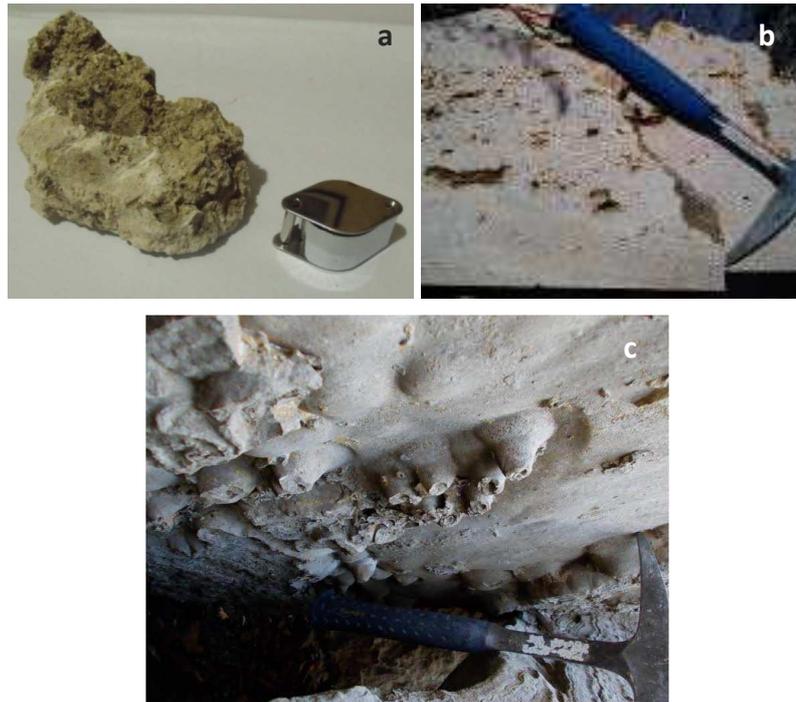


Figura 3.37. Travertini di Villamaina: a) campione Vi2; b) lastra da cui è stato prelevato il campione Vi1; c) foto di concrezioni di carbonato di calcio su lastra rinvenuta nella Cava di Villamaina (fotografia gentilmente messa a disposizione dal Prof. Sabatino Ciarcia).

3.2.11 LIONI

I travertini di Lioni costituiscono una placca su cui sorge il centro storico della cittadina. L'età dei depositi è ascrivibile al Pleistocene medio e la placca presenta un'estensione di circa 0.10 kmq e uno spessore massimo ipotizzato da Chiocchini et al. (1981) intorno ai 35m.

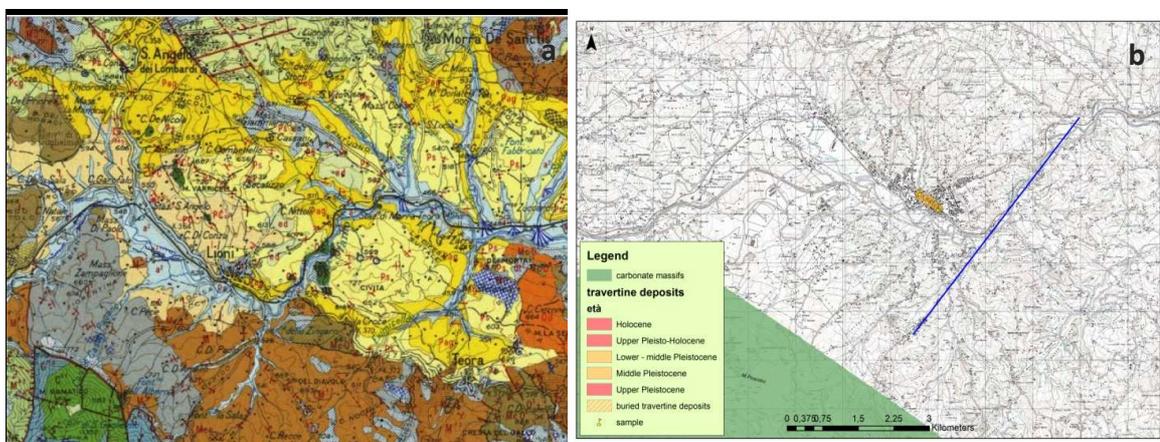


Figura 3.38 a) Stralcio Carta Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000, Foglio n. 186 "Sant'Angelo de' Lombardi"; b) Ubicazione travertini di Lioni.

Lioni sorge su un versante in sinistra orografica del Fiume Ofanto. La valle dell'Ofanto in questo tratto presenta un controllo strutturale per la presenza di una faglia attiva a partire dal tardo-medio Pleistocene (Cinque et al., 2000) (Appendice 1).

La sorgente le cui acque hanno precipitato il travertino non sembra essere attualmente attiva ma potrebbe essere ricondotta alle sorgenti Torrette, a via Gioino.

CAMPIONAMENTO

I campioni sono stati prelevati in due punti della placca travertinoso (Fig. 3.39). Un primo campione (Li1) è stato prelevato in un piano interrato di un'abitazione nel centro storico del paese, a vico II Convento (Fig. 3.40a). Il secondo campione (Li2) è stato invece prelevato a Loc. San Bernardino, in una porzione più distale della placca dove il travertino affiorava in superficie (Fig. 3.40b).



Figura 3.39. Ubicazione degli affioramenti.

Chiocchini et al. (1981) distinguono due litofacies distinte: una prima litofacies costituita da depositi generalmente poco coerenti rappresentati da sabbie calcaree a granulometria

variabile da grossolana a fine, con un grado di cementazione molto variabile da zona a zona. A luoghi si osservano intercalazioni di pacchi di strati sottili di travertino compatto con giaciture talora fortemente inclinate (fino a 65°), da collegare alle paleosuperfici di accrescimento lungo le quali si verificava la deposizione del travertino. La seconda litofacies è molto limitata rispetto alla prima perché occupa solo la porzione Sud-orientale della placca. Presenta un aspetto compatto, con riconoscibili resti vegetali e vacuoli (travertino spugnoso). I rapporti tra le due litofacies non sono visibili perché tutta la placca dei depositi travertinosi è coperta dal centro storico del paese ma si suppone che le due litofacies siano interdigitate.



Figura 3.40. Travertini di Lioni: a) punto di campionamento Li1; b) punto di campionamento Li2.

3.2.12 SARNO

I travertini nell'area di Sarno formano una placca ubicata al margine sud-orientale della Piana Campana con un'estensione di circa 4.30 kmq. Gli spessori sono nell'ordine di 3.00 m. L'età stimata è Pleistocene superiore - Olocene (datazione relativa). La placca di travertino è situata immediatamente a valle delle propaggini sud-occidentali dei Monti di Sarno (Fig. 3.41). In letteratura questi depositi vengono descritti come travertino in sottili intercalazioni nel materiale piroclastico e alluvionale, talora stratificato, con impronte vegetali (ISPRA, 2012). Il travertino si presenta in copicui ammassi ma in genere presenta un aspetto vacuolare dovuto alla presenza di molto materiale vegetale (giunchi, muschi,

canne etc.). Da letteratura è noto che sono presenti corpi sepolti di travertino a una profondità di circa 3.00 metri dal p.c.

La placca di travertino di Sarno si trova a letto della faglia di Sarno, lineamento tettonico marginale della Piana Campana che presenta orientamento appenninico. Questo lineamento tettonico presenta una lunghezza di circa 7 km e uno slip rate verticale maggiore di 0.5 mm/a (Cinque et al.,2000).

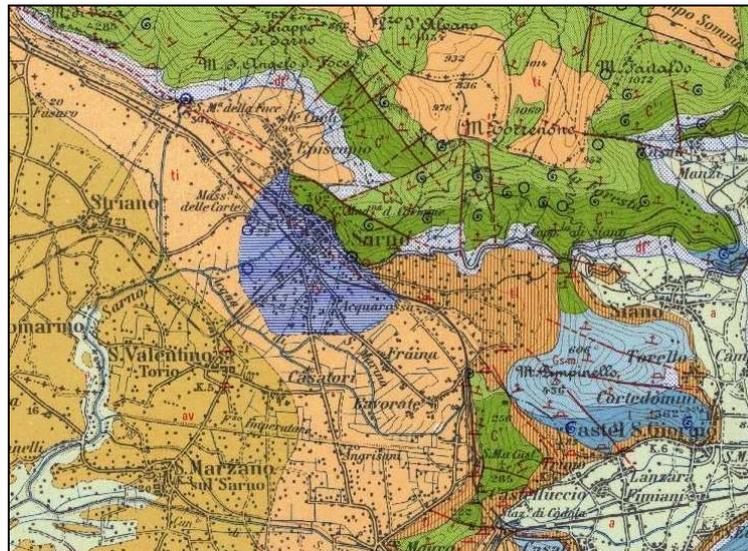


Figura 3.41. Stralcio Carta Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000 Foglio 185.

La struttura idrogeologica di alimentazione è costituita dai massicci carbonatici dei Monti di Sarno. La precipitazione del travertino viene attribuita alle acque sorgentizie di Mercato-Palazzo. Tuttavia, in prossimità della placca di travertino vengono riconosciute altre tre sorgenti basali dei Monti di Sarno: Santa Maria La Foce, San Marino di Lavarate e San Mauro. Le quattro sorgenti presentano una mineralizzazione comunque elevata e la sorgente di Mercato-Palazzo, in particolare, si presenta con temperatura delle acque alla sorgente di circa 30°C (Celico et al. 1980).

CAMPIONAMENTO

Nella zona di Sarno è stato considerato un campione (Sa1) prelevato in sondaggio (sondaggio gentilmente offerto dal Dr. Geol. Luigi Langella e dall'Ing. Giuseppe Langella) in Loc. Acqua Rossa (Fig. 3.42a). In tale sondaggio il travertino si trova a una profondità di circa 3.00 metri dal p.c. e si presenta come travertino fitoermale, fortemente cementato, con evidenti impronte di strutture vegetali (canne, giunchi e muschi) (Fig. 3.42b).



Figura 3.42. Travertini di Sarno: a) ubicazione campione Sa1; b) campione Sa1.

3.2.13 PONTECAGNANO

L'area di Pontecagnano è rappresentata in Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 nei Fogli n. 185 "Salerno" e n. 197 "Amalfi" (Fig. 3.43) e si trova nella porzione Nord-occidentale della Valle del Sele, un ampio graben peritirrenico di origine tettonica.

I travertini dell'area di Pontecagnano sono organizzati in due corpi principali affioranti in Loc. Filetta e Faiano, situati rispettivamente a Nord e a Sud del Fiume Picentino. L'estensione totale è di circa 27 kmq e gli spessori stimati medi sono nell'ordine di 50-60 metri in affioramento (Amato, 2005). Secondo D'Argenio et al. (1983) queste due placche originariamente erano parte di un'unica lente. Tale considerazione è basata sull'osservazione delle analoghe caratteristiche geochimiche e tessiturali dei travertini delle due placche. I travertini sono riferibili al Pleistocene superiore - Olocene (D'Argenio et al. 1983), in accordo con i rapporti stratigrafici che questi depositi presentano con i terreni adiacenti. I travertini di Pontecagnano si strutturano in terrazzi posti a quote differenti, separati da depressioni e paleoalvei (Amato et al., 2009). Tali terrazzi sono caratterizzati da intenso carsismo e superfici erosive al top (Amato et al., 2009). I depositi travertinosi sono presenti nel sottosuolo alternati a paleosuoli, piroclastiti e depositi argillosi e/o sabbiosi (Fig. 3.44).

I travertini dell'area di Pontecagnano sono stati studiati in modo dettagliato nei lavori di D'Argenio et al. (1983; 1992), Violante et al. (1996), Amato (2005), Anzalone (2007).

Per i travertini fossili di Faiano in letteratura vengono riportati spessori di 90 metri e un'immersione tendenzialmente verso Sud (Anzalone, 2008). A Faiano vi è deposizione attuale di travertino in prossimità della sorgente San Benedetto e della sorgente Acqua Solfegna di Ornito.

I travertini di Pontecagnano derivano dalla circolazione delle acque nei Monti Picentini occidentali, e viene ipotizzata anche la circolazione all'interno di un acquifero dolomitico-evaporitico profondo, come suggerito da D'Argenio et al. (1983) in base alle concentrazioni in Mg, Sr e SO₄.

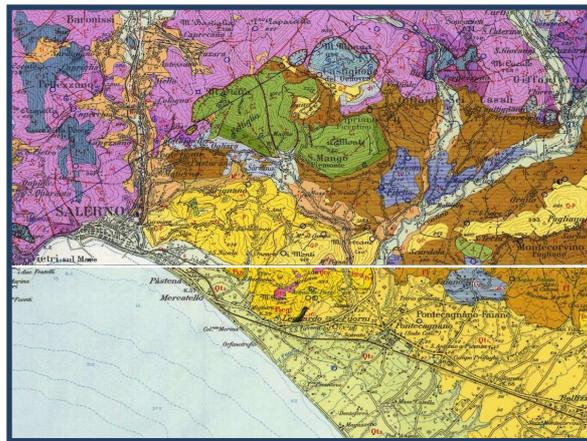


Figura 3.43. Stralcio Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 nei Fogli n. 185 "Salerno" e n. 197 "Amalfi".

CAMPIONAMENTO

I depositi fossili di travertino presentano facies soprattutto stromatolitiche, legate all'attività di comunità di cianofite e/o batteri, e facies di sabbie calcaree e travertino fitoclastico grossolano, il che sembrerebbe indicare un ambiente di pendio da poco acclive ad acclive (D'Argenio et al., 1988). Nella porzione meridionale della placca travertinoso probabilmente si era impostato invece un ambiente a gradinata di vasche. Le incrostazioni recenti invece, che si osservano anche lungo il canale Sette Bocche, presentano facies prevalentemente microermali, fitoclastiche (su foglie, frustoli, rami etc.) e, in misura minore, stromatolitiche (Anzalone, 2007) e la loro formazione può essere interpretata come in ambiente di pendio.

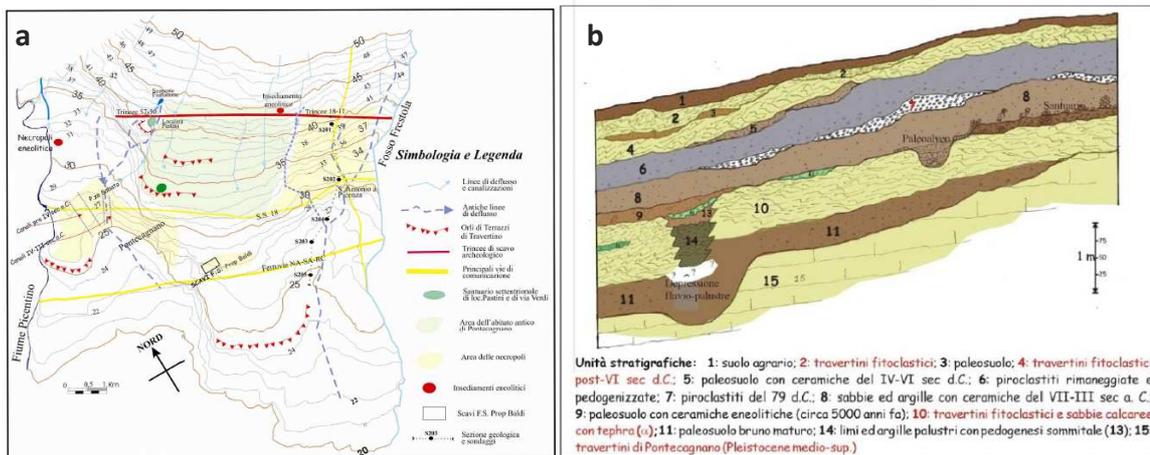


Figura 3.44. a) Carta geomorfologica dell'area di Pontecagnano. b) Schema dei rapporti stratigrafici delle unità sedimentarie affioranti nell'area di Pontecagnano. Traccia della sezione in a. Source: Amato (2005).

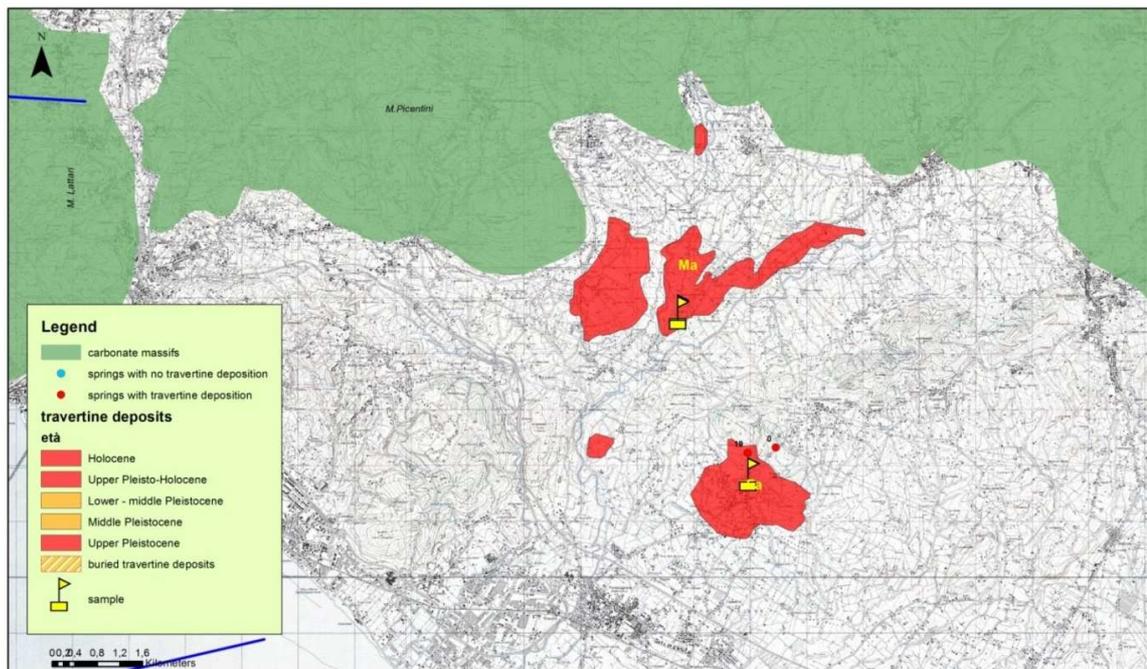


Figura 3.45. Ubicazione campioni.

Il campionamento dei travertini nell'area di Pontecagnano ha interessato due placche principali: Malche, nei pressi di Filetta, e Faiano (in Fig. 3.45 rispettivamente Ma e Fa). Nell'affioramento osservato in Loc. Malche, il deposito di travertino risulta di colore biancastro, degradato e alternato a paleosuoli. Sono stati prelevati due campioni di travertino che mostrano caratteristiche differenti. Il primo campione, Ma1 si presenta fortemente degradato e alterato, molto vacuolare, poroso e scarsamente cementato (Fig. 3.46 a, c). Il secondo campione, Ma2, è stato prelevato a pochi metri di distanza dal primo

affioramento, lungo un taglio verticale (Fig. 3.46 b). Questo secondo campione si presenta più compatto e cementato con una minore porosità. Per entrambi i campioni si riconosce un travertino di tipo fitoclastico e fitoermale (Fig. 3.46 d).

Il secondo step di Campionamento ha interessato il travertino in formazione nei pressi della sorgente San Benedetto, al top della placca travertinososa di Faiano. Sono stati prelevati due campioni di travertino: Fa1 e Fa2.



Figura 3.46. Travertini di Pontecagnano - Malche: a) punto di campionamento Ma1; b) punto di campionamento Ma2; c) campione Ma1; d) campione Ma2.

3.2.14 CONTURSI

L'area termale di Contursi si trova nell'alta valle del fiume Sele, al limite tra i massicci calcarei dei M. Picentini e M.te Marzano. Secondo la gran parte degli Autori la valle del Sele costituisce un graben tra due alti morfologici; lo sprofondamento del substrato sarebbe nell'ordine delle migliaia di metri e in valle affiorano Argille Varicolori e le Unità Sicilidi tettonicamente sovrastanti (Ortolani, 1974; Ortolani & Torre, 1981) Non si hanno lavori completi sulla tettonica attiva nell'area di Contursi ma esiste una bibliografia più ampia sulla tettonica nell'area di Monte Marzano (Amato et al., 1992; Cinque et al. (2000); Mazzoli et al. (2008); Ascione et al. (2003, 2007, 2013a). Il ruolo della tettonica estensionale e trascorrente nella formazione della Valle del Sele è stato affrontato da diversi Autori, sia per quanto riguarda l'aspetto strutturale (Caiazza et al., 1992) che geomorfologico (Amato et al., 1992). L'assetto tettonico dell'area è caratterizzato dall'intersezione di importanti faglie regionali,

che identificano la struttura sub-triangolare della Valle del Sele e quella del versante meridionale di M. Marzano (Amato et al., 1992).

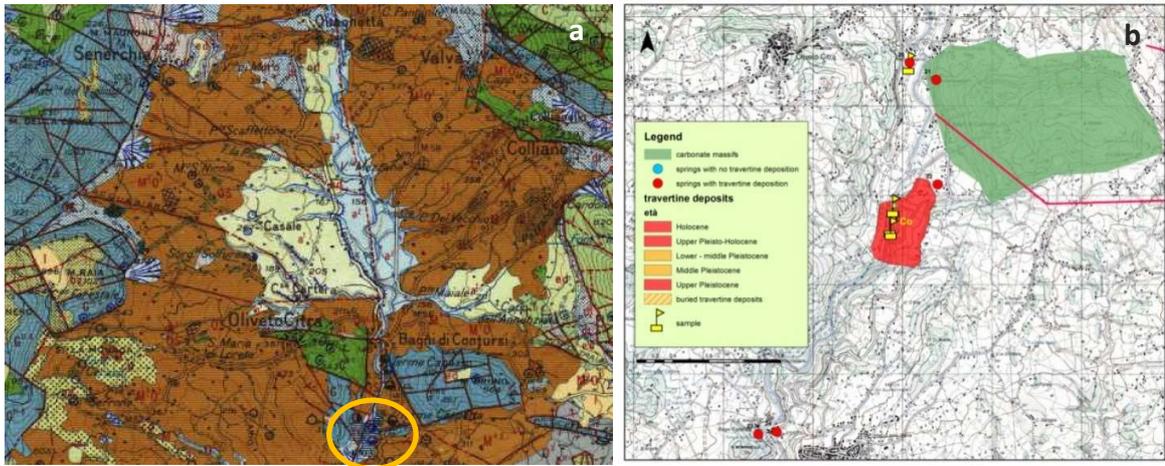


Figura 3.47. a) Stralcio Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio n.186 "Sant'Angelo de' Lombardi". b) Ubicazione affioramenti.

Le principali faglie e sistemi di faglie dell'area sono, secondo Cinque et al (2000), quelli di San Gregorio Magno (bordiera e sisma irpino del 1980), M. Ognà e Piano delle Pecore. La faglia di Piano delle Pecore, come altre che attraversano il massiccio dei Monti Marzano e Ognà ha prodotto dislocazioni durante il sisma del 1980 (Westaway & Jackson, 1984; Pantosti & Valensise, 1990). L'area ricade infatti nella zona epicentrale del terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 di Ms 6.9 (Westaway & Jackson, 1987; Bernard & Zollo, 1989; Improta et al., 2003).

La placca travertinosa di Contursi si trova a breve distanza dalle terminazioni laterali di importanti faglie attive (Appendice 1).

La zona di Contursi è caratterizzata dalla presenza di numerose polle sorgentizie; in totale se ne contano almeno 15 allineate lungo il Fiume Sele. Le acque di queste sorgenti presentano, a grandi linee, elevata mineralizzazione e temperatura alla sorgente comprese tra 15 e 50°C. Inoltre le sorgenti sono associate a emissioni gassose importanti. In Loc. Tufara vi è anche un punto di emissione gassosa dry. Le sorgenti considerate nel presente lavoro di ricerca sono: Terme Capasso, Cappetta, Rosapepe, Volpacchio e Sorgente Sulfurea. I travertini dell'area di Contursi affiorano a Sud di Contursi Bagni, nei pressi della S.S.691, come un'unica placca di estensione di circa 0.46 kmq e spessore superiore a 50 -60 m (Vitale, 2005), riportata in Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, al Foglio n.186 (Fig. 3.47a). I travertini si sono depositi a partire dal Pleistocene superiore e la

deposizione è tuttora in corso anche se con tassi di deposizione ridotti. Depositi di travertino sono segnalati nella stratigrafia del sottosuolo della Piana di Buccino da Ascione et al. (2003). Molto diffuso è il carsismo nei massicci carbonatici dell'area, in particolare su quelli dei rilievi di M.te Pruno, M.te Castello, M.te Ognà.

CAMPIONAMENTO

Nell'area di Contursi i travertini sono stati campionati a Contursi Bagni, in sinistra orografica del Fiume Sele, in prossimità delle Terme Tufara e a Contursi Terme, presso lo stabilimento termale Capasso (Fig. 3.47b).

✓ AFFIORAMENTO 1

A Contursi Bagni si sono potuti osservare banchi di travertino fossile per spessori superiori a 20 metri in facies di cascata (Fig. 3.48 - 3.49) (travertini fitoermali e microermali). Nella stessa zona si è osservata la precipitazione attuale di travertino (Co6) lungo le briglie che portano le acque di scarico delle Terme al Fiume Sele (Fig. 3.50), su macrofite, muschi etc. Le principali facies riconosciute sulla base della classificazione proposta da D'Argenio et al. (1987), comprendono: *travertini stromatolitici* e *travertini fitoclastici* (riconosciuti soprattutto nei depositi in formazione), *travertini fitoermali* e *microermali* (formati in ambiente di cascata - e.g. Co4) e, in misura minore, *sabbie calcaree* con intercalazioni lentiformi di travertino (formati in ambiente lacustre).

✓ AFFIORAMENTO 2

La seconda fase di campionamento ha interessato i travertini in formazione presso lo stabilimento termale Capasso (Fig. 3.51a). In quest'area la precipitazione avviene sia all'interno dello stabilimento termale, nelle vasche e nei canali, che a valle, lungo le sponde del Fiume Sele, dove vengono smaltite le acque di scarico delle terme. Le sorgenti da cui i travertini precipitano presentano elevate pressioni, temperature di circa 45°C e un TDS prossimo a 4.000 mg/l. In quest'area si osservano facies soprattutto stromatolitiche, fortemente compatte e cementate. Il campione prelevato è stato denominato Co7 (Fig. 3.51b).



Figura 3.48. Sistema termale di Contursi Bagni: a-b) Cristalli aciculari raggruppati a ventaglio (Crystal fans) accresciutisi lungo il pendio ripido del fronte di cascata. Facies micro- fitoermali. c) Campione Co5; d) Slabs di roccia.



Figura 3.49. Sistema termale di Contursi Bagni: a) punti di campionamento Co1, Co2; b) campioni Co1 e Co2; c) campioni Co3 e Co4.



Figura 3.50. Sistema termale di Contursi Bagni: a-b) incrostazioni di travertino sulle briglie, su canne, muschi e giunchi; c-d) slabs di incrostazioni recenti.



Figura 3.51. Sistema termale di Contursi Bagni - Terme Capasso: a) stabilimento termale; b) precipitazione di travertino sulle sponde del Fiume Sele; c) incrostazioni recenti di travertino.

3.2.15 PUGLIETTA - TUFARIELLO - PORTOLA

A poca distanza dall'area termale di Contursi sono presenti depositi di travertino di differente età; è possibile distinguere tre depositi che comprendono l'Unità di Portola e l'Unità di Puglietta, ascrivibili al Pleistocene inferiore - medio e l'Unità di Tufariello, riferibile al Pleistocene medio (Amato et al., 1992). L'unità di Portola è costituita da depositi travertinosi molto cementati, stratificati e poggianti su depositi argillosi e conglomeratici del ciclo pliocenico. Tali depositi contengono numerose intercalazioni di conglomerati fluviali e la successione risulta interessata da numerose faglie sub verticali orientate all'incirca N30°E che determinano basculamenti verso SE dei depositi. Anche l'Unità di Tufariello è costituita da travertini cementati con intercalazioni conglomeratiche e affiora nella zona di spartiacque tra il F.Bianco e il F.Tanagro; questi depositi travertinosi poggiano sulle argille e formano dei terrazzi localizzati tra 400 e 300m di quota, in seguito a ripetizione tettonica (Amato et al., 1992). Questi depositi antichi sono stati censiti per completare l'analisi della distribuzione areale ma non sono stati campionati.

3.2.16 TANAGRO

I travertini del Tanagro, per i quali la deposizione attualmente non è più in atto, sono stati descritti da Buccino et al. (1978) e sembrerebbero essersi depositi durante un'oscillazione temperata del Riss, in sistemi di vasche poco profonde, degradanti verso il Tanagro e alimentate da acque scorrenti a debole termalità. Buccino et al (1978) riportano anche di "doline di notevoli dimensioni con pareti verticali e rapporto diametro-profondità molto basso" nei travertini, che si allineano su una direzione parallela alle faglie marginali degli Alburni. Questi depositi antichi sono stati censiti per completare l'analisi della distribuzione areale ma non sono stati campionati .

3.2.17 PAESTUM

La Piana di Paestum si trova nella porzione meridionale della Piana del Fiume Sele, una depressione strutturale (Graben del Golfo di Salerno) che si è formata per ribassamento tettonico a partire dal Pleistocene Inferiore. A partire dal Pleistocene superiore la Piana è stata interessata anche dalla deposizione di travertino (Celico et al., 1982), per precipitazione dalle acque delle sorgenti Capodifiume (Cestari, 1969; Progetto CARG, Foglio 486). La piana di Paestum presenta in affioramento soprattutto depositi alluvionali e palustri, placche travertinose e dune antiche disposte parallelamente all'attuale linea di costa (Cestari, 1969, Progetto CARG, Foglio 486).

I travertini nella Piana di Paestum occupano un'ampia superficie di circa 18 kmq sulla quale sorge l'antica città di Poseidonia, oggi Paestum. In quest'area la deposizione continua fino al Tardo Olocene (Cinque, 2006; Amato et al., 2009). Studi di dettaglio sono stati condotti su questa unità, soprattutto per ricostruzioni archeologiche (De Wit et al., 1988; Guy, 1988). Aiello et al. (1989a) ipotizzano che tale unità si sia formata da processi di *incrostazione su una originaria superficie leggermente inclinata verso mare ed evolvente ad ambienti a gradinata di vasche* (Ferrerri, 1985) *e lateralmente passante ad aree palustri e/o lacustri*. Subito a Sud di Porta Marina il margine naturale della placca dava vita a facies di cascata.

L'area della città di Paestum è stata inoltre interessata in epoca recente (ultimi 1.500 anni) da incrostazioni travertinose che hanno fossilizzato la città (D'Erasmus, 1935; Cinque, 1985) e ricoperto la cinta muraria per un'altezza massima di circa 5 metri dal piano campagna (Amato et al., 2009). Fino a qualche anno fa tali *incrostazioni sembravano essere attribuite a un fenomeno di impaludamento dell'area ad opera delle acque del Capodifiume, legato alla subsidenza della Piana del Sele* (De Lorenzo, 1930; D'Erasmus, 1935). Cinque (1986) e Violante & D'Argenio (2000) hanno smentito questa interpretazione provando che le incrostazioni furono non causa ma piuttosto effetto dell'abbandono della città e dei connessi sistemi di regimentazione idraulica da parte degli abitanti. Le incrostazioni travertinose sulla cinta muraria della città per la gran parte sono state rimosse durante le operazioni di scavo archeologico ma ancora si possono osservare in tracce su alcune pareti, ad esempio a Porta Marina.

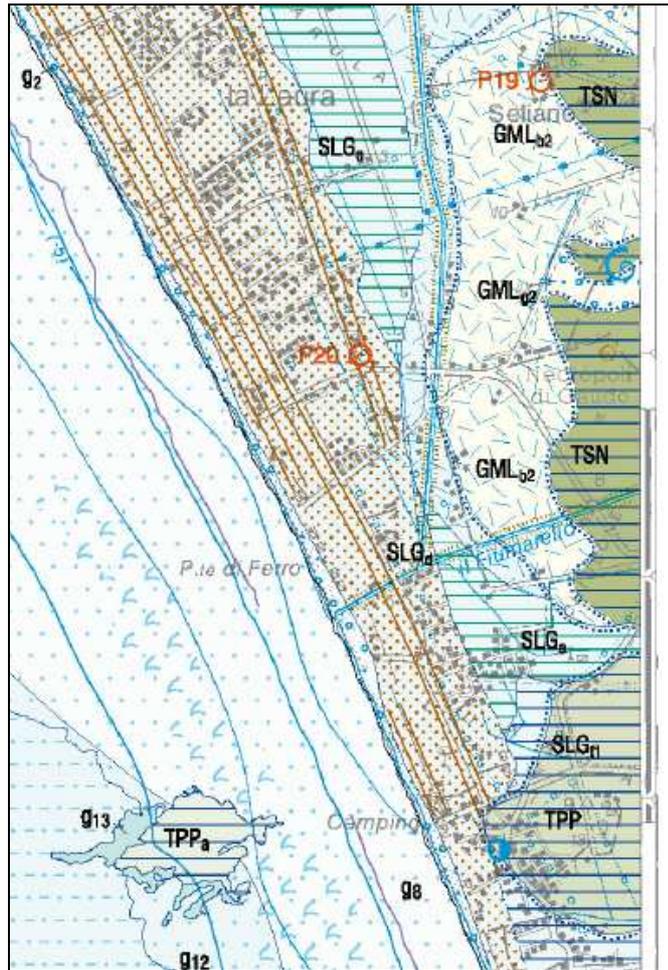


Figura 3.52. Stralcio Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000 n.s., Foglio n. 486 "Foce del Sele".

Secondo gli Autori del Foglio n. 486 "Foce del Sele" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (ISPRA) (Fig. 3.52) i travertini di paestum si dividono nelle seguenti unità:

- l'**Unità dei Travertini di Seliano**, che fa parte del supersistema indistinto Battipaglia-Persano. Questa unità, riferibile all'intervallo Pleistocene Medio - Pleistocene Superiore, è costituita da travertini da litoidi a friabili che presentano facies fitoermali e fitoclastiche, talora con evidente laminazione e lenti di argille torbose ricche in fossili. Lo spessore dell'unità è molto variabile e giunge fino ad un massimo di circa 15 metri. I depositi di quest'unità poggiano su sedimenti litorali e transizionali e, verso SE, scompaiono al di sotto dei Travertini di Paestum; verso l'alto risultano a luoghi coperti da piroclastiti alterate e livelli di suolo mentre, verso W e SW, sono coperti, in discordanza, da termini del sistema Gromola.

- **l'Unità dei Travertini di Paestum**, riferibile al periodo Pleistocene Superiore – Olocene. Questa unità presenta uno spessore che varia tra i 5 ed i 20 metri (Violante & D'Argenio, 2000) ed è formata da travertini da litoidi a friabili che alternano livelli microermali laminati (incrostazioni su briofite), livelli stromatolitici convoluti, strati di travertini fitoermali e, subordinatamente, livelli fitoclastici straterellati. I grandi blocchi squadrati che formano le mura greche della città di Paestum, furono cavati da questa unità (Violante & D'Argenio, 2000). Tale unità si sovrappone stratigraficamente ai terreni del sistema Gromola e risulta in gran parte anteriore alla deposizione dei terreni del sistema Campolongo. Un tentativo di datazione radiometrica uranio-torio è stato condotto sui travertini di fondazione della città antica affioranti presso l'angolo sud-occidentale della cinta muraria greca, ottenendo un'età in anni compresa tra 3200 ± 2200 anni fa. A parte l'ampio margine di errore, va segnalato il fatto che i travertini campionati presentano segni di precipitazioni tardive che ne hanno certamente ridotto l'età apparente. La probabile continuità fisica tra la parte esposta a terra e la parte sommersa di questa unità risulta mascherata dalla copertura data dal sistema Campolongo, a terra, e da depositi di spiaggia sommersa ancora in corso di formazione, a mare.
- **i depositi di travertino del Sistema Campolongo**, che si presentano in strati e lenti di spessore decimetrico, di solito molto vacuolari e raramente litoidi, con episodi sia fitoclastici (sabbie travertinose laminate) che fitoermali (travertini con impronte di erbe e canne). In questi ultimi si riconoscono anche impronte di foglie, con dominanza di *Quercus* e *Laurus*. Localmente vi si rinvengono sottili intercalazioni di livelli argillosi e limo-torbosi. Per le loro facies e per le morfologie deposizionali che vi si associano, questi travertini si possono riferire ad ambienti di pendio dolce e di palude. Lo spessore visibile giunge sino a circa 5 metri, ma localmente potrebbe essere anche più elevato. A quest'unità si possono ascrivere anche le sottili placche di travertino che incrostarono i resti dell'antica città di Paestum. A ridosso dell'antica Porta Marina, le deposizioni travertinose medievali (qui in facies di argine e cascata) raggiunsero uno spessore tra 1 e 4 metri circa, ma detto corpo travertinoso è stato asportato con gli scavi archeologici.

CAMPIONAMENTO

Il campionamento nell'area di Paestum ha interessato due depositi in affioramento: il primo campione (Pa1, Fig. 3.53 n.1) appartiene alle incrostazioni che a partire da 1.500 anni fa hanno ricoperto la cinta muraria della città (D'Erasmus, 1935; Cinque, 1985) per un'altezza massima di circa 5 metri dal piano campagna (ISPRA, 2012). In particolare il campionamento è stato effettuato a Porta Marina, sul lato Ovest dell'antica città di Paestum (Fig. 3.54 a - b). Il campione prelevato, denominato Pa1 (Fig. 3.54 c) in quest'area si presenta fortemente poroso e vacuolare, con impronte di materiale vegetale.

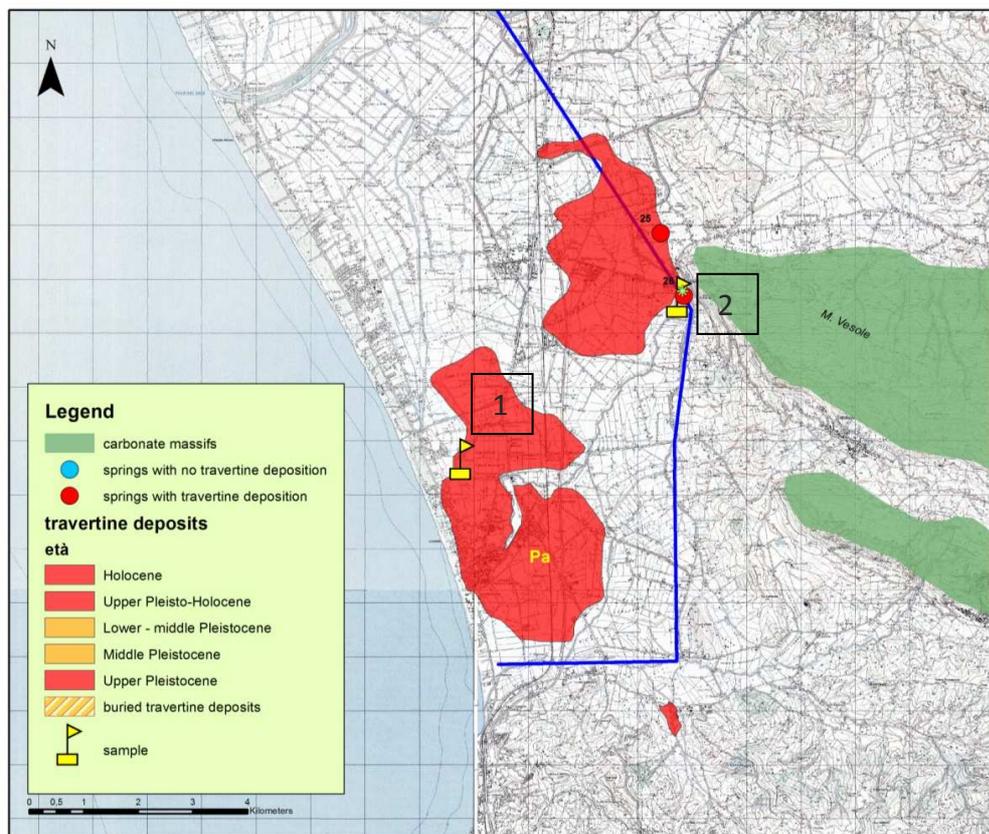


Figura 3.53. Ubicazione punti di campionamento.



Figura 3.54. Travertini di Paestum: a-b) incrostazioni travertinosi sulle mura greche di Porta Marina. c) campione Pa1.

Il secondo step di campionamento ha interessato i travertini in formazione nell'area di emergenza delle sorgenti Capodifiume, ai piedi della struttura idrogeologica del M. Cervati - M. Vesole (Fig. 3.53 n.2). In quest'area la formazione di travertino da vita a strutture laminari, stromatolitiche, caratterizzate dalla presenza di cristalli di calcite organizzati in lamine. Sono stati prelevati due campioni (Ca1 e Ca1b, Fig. 3.55) che si presentano fortemente litoidi.



Figura 3.55. a) Sorgenti Capodifiume Capaccio; b) punti di campionamento presso le sorgenti Capodifiume Capaccio; c-d) Campione Ca1; e) Campione Ca1b.

3.2.18 MONTESANO SULLA MARCELLANA

Le Terme di Montesano sulla Marcellana in provincia di Salerno furono scoperte agli inizi del 1900. Esse si trovano nella parte meridionale del Vallo di Diano, una depressione strutturale orientata in direzione appenninica e delimitata da faglie che mettono in contatto i carbonati dei Monti della Maddalena con depositi quaternari in facies lacustre che colmano la depressione. Il Vallo di Diano è delimitato, rispetto ai Monti della Maddalena, da un lineamento di faglia che ha mostrato attività dall'ultimo glaciale e che, secondo quanto riportato da Cinque et al. (2000), presenta una lunghezza di 31 km e uno slip rate verticale di 0.5 - 1 mm/a.

Le acque delle sorgenti di Montesano sulla Marcellana derivano dalla circolazione all'interno del massiccio carbonatico dei Monti della Maddalena. Da tali acque precipita il travertino che nel corso del Quaternario ha formato una placca di estensione totale di circa 1 kmq e spessori di poche decine di metri (Santangelo, 1991).

Nell'area di Montesano sono stati prelevati i campioni di travertino denominati Mm.

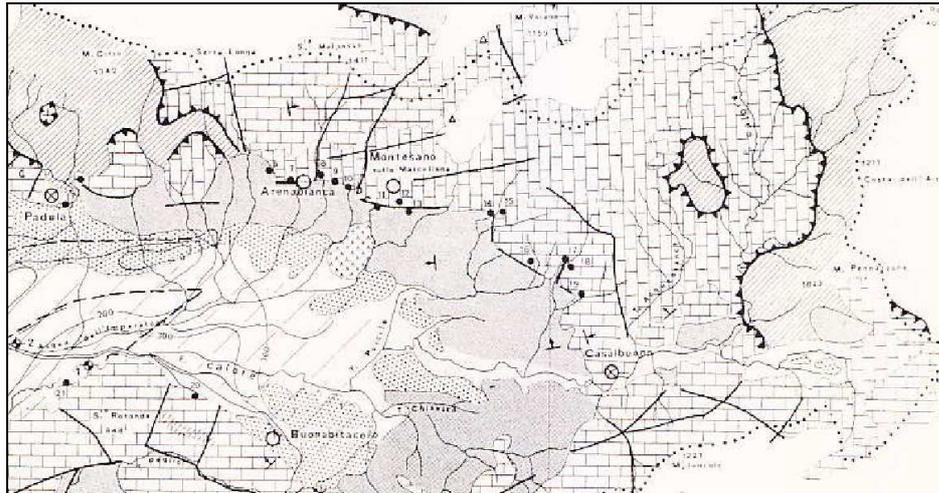


Figura 3.56. Source: Nicotera & De Riso (1968).

3.2.19 MONTICCHIO BAGNI

Il Monte Vulture è un vulcano-strato di età pleistocenica, situato lungo il margine esterno della Catena Appenninica, ai margini dell'Avanfossa Bradanica nel settore nord-orientale della Basilicata.

I prodotti vulcanici di questo apparato coprono un'area di circa 150 kmq e sono il prodotto di attività vulcanica sia effusiva che esplosiva avvenuta tra il Pleistocene medio e il Pleistocene superiore (Serri et al., 2001). Rispetto agli altri apparati vulcanici dell'Italia centro-meridionale, il Monte Vulture è l'unico vulcano ubicato lungo il versante orientale della Catena Appenninica. L'origine dei magmi del Monte Vulture non è ancora ben compresa anche se, nelle ultime decine di anni, diversi Autori hanno cercato di indagarne la formazione. Come evidenziato anche da Beneduce & Schiattarella (1997), il vulcanismo del Monte Vulture è connesso alla fase tettonica estensionale pliocenica che segue la fase compressiva che ha portato al sollevamento dell'Orogene Appenninico. Questa fase di tettonica distensiva ha portato anche alla formazione di strutture horst & graben in seguito alla riattivazione del movimento lungo faglie attive, che possono essere tra l'altro, responsabili di risalita di fluidi profondi.

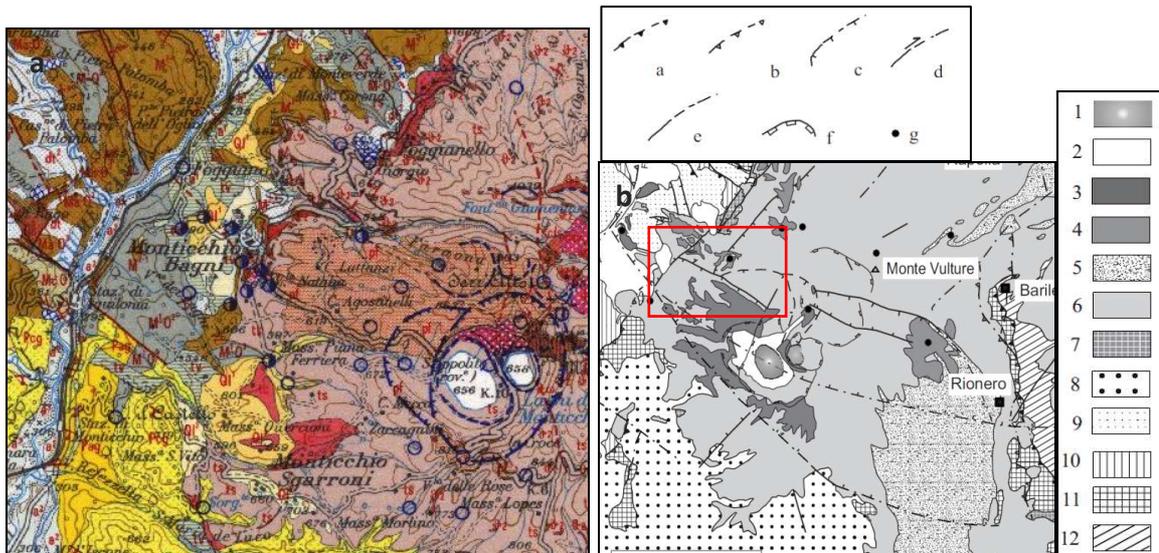


Figura 3.57. a) Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio n. 187 "Melfi"; b) Stralcio Carta geologica del Monte Vulture. modificata da: Schiattarella et al. (2005). **LEGENDA:** 1) Laghi di Monticchio; 2) Corpi di frana e depositi alluvionali e lacustri; Unità vulcaniche del Monte Vulture e successioni dei bacini sedimentari epiclastici associati: 3) Sintema dei Laghi di Monticchio (132 ± 12 ka); 4) Sintema della Valle dei Grigi-Fosso del Corbo (480 ± 8 ka); 5) Sintema di Melfi (557 ± 7 ka); 6) Sintema di Barile ($646,3 \pm 6,7$ ka - 624 ± 35 ka); 7) Sintema di Foggianello (674 ± 7 ka); Unità pre-vulcaniche: 8) Supersintema della Fiumara di Atella (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore?); 9) Unità sinorogene mioceniche discordanti sul substrato meso-cenozoico; 10) Unità del T.te Rifezze («Complesso delle Argille marnose», Cretacico-Oligocene); 11) Unità Sassano-M.te Mattina («Flysch Rosso» Aucct., Cretacico-Oligocene, e successioni mioceniche a tetto); 12) Unità di Ripacandida (Miocene); Simboli: a - sovrascorrimento (tratteggiato quando incerto, a tratto e punto quando sepolto); b - faglia inversa (tratteggiata quando incerta, a tratto e punto quando sepolta); c - faglia diretta (tratteggiata quando incerta, a tratto e punto quando sepolta); d - faglia trascorrente (tratteggiata quando incerta, a tratto e punto quando sepolta); e - faglia ad alto angolo con cinematica non determinata (tratteggiato quando incerto, a tratto e punto quando sepolto); f - orlo craterico; g - centro vulcanico.

Il rettangolo in rosso indica l'area di affioramento dei travertini.

I travertini affiorano nell'area di Monticchio Bagni e in prossimità dell'abitato di Atella (Fig. 3.57a - b) dove si trova La Francesca, la più importante sorgente basale del Monte Vulture, con una portata di circa 40 l/s, che attualmente è captata dall'Acquedotto Pugliese tramite galleria drenante. In questo studio ci siamo occupati dei travertini affioranti a Monticchio Bagni, che formano la placca più ampia, con un'estensione di circa 1.5 kmq e dove si osserva precipitazione attuale di travertino nello stabilimento di Gaudianello. Anche in questo caso le sorgenti sono captate per usi commerciali.

I travertini di Monticchio Bagni affiorano nelle zone terminali di importanti faglie (Fig. 3.57b). È possibile osservare depositi fossili di travertino lungo tagli stradali (e.g. in prossimità dello stabilimento Toka). Questi travertini possono essere assimilati ai travertini "classici dell'Italia centro-settentrionale, che si formano in aree interessate da vulcanismo quaternario (e.g. Rapolano Terme).

CAMPIONAMENTO

La campagna di campionamento effettuata nella zona di Monticchio Bagni si è articolata principalmente in due fasi: il campionamento del travertino in formazione, presso lo stabilimento di Gaudianello e il campionamento dei depositi di travertino fossile, in prossimità dello stabilimento Toka.

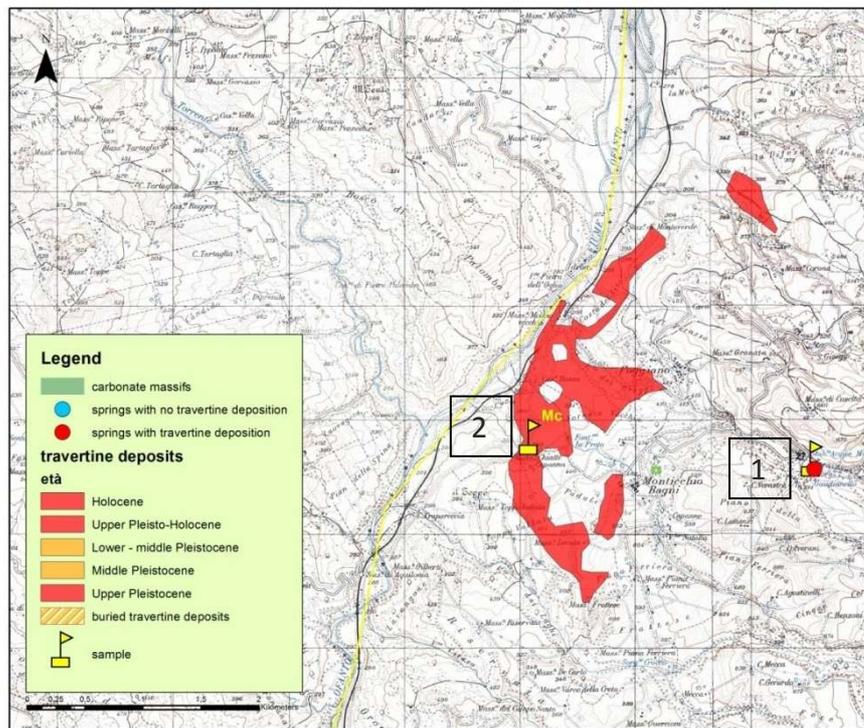


Figura 3.58. Ubicazione punti di campionamento.

✓ AFFIORAMENTO 1 - TRAVERTINO FOSSILE Mc1

Il travertino fossile affiora diffusamente in Loc. Foggiano. Il campione Mc1 è stato prelevato lungo un taglio stradale immediatamente a valle dello stabilimento di imbottigliamento Toka (Fig. 3.58 n.1). Il travertino in tale affioramento si presenta e compatto, molto vacuolare (travertino fitoermale) alternato a sabbie travertinosi (Fig. 3.59 a - b - c).

✓ AFFIORAMENTO 2 - DEPOSIZIONE ATTIVA Mc2

Lo stabilimento Gaudianello (Fig. 3.58 n.2) capta artificialmente in profondità acque fortemente mineralizzate che vengono utilizzate per l'imbottigliamento. Da note della Direzione dello stabilimento sappiamo che le acque risultano fortemente incrostanti, per l'elevata mineralizzazione e capita di poter osservare facilmente la deposizione di croste di travertino in prossimità di condotte e scarichi (Fig. 3.60 a -

b). Il travertino in formazione è caratterizzato da lamine subparallele e una ridotta porosità (Fig. 3.60c).



Figura 3.59. Monticchio Bagni: a-b) affioramento di travertino in Loc. Foggiano; c) campione Mc1.



Figura 3.60. Monticchio Bagni: a-b) deposizione attiva nello stabilimento di imbottigliamento Gaudianello. c) campione Mc2.

3.2.20 CAMPIONAMENTO DI CORPI TRAVERTINOSI DI PICCOLA ESTENSIONE ASSOCIATI A SORGENTI CARICHE SOSPESE

Al fine di avere un dato di confronto, sono stati campionati anche dei corpi di travertino in formazione di dimensioni esigue (quindi “non mappabili” e non presenti sulla cartografia geologica) che si rinvenivano associati a sorgenti fredde minori, generalmente sospese rispetto alle sorgenti basali dei massicci carbonatici. Le caratteristiche sedimentologiche dei travertini e i limitatissimi tassi di deposizione fanno pensare a un'origine della CO₂ di tipo meteorico. Verosimilmente queste acque non sarebbero legate a processi endogeni e alla tettonica attiva dell'area e deriverebbero da percorsi all'interno di acquiferi carbonatici superficiali. In conformità a tali considerazioni, si è deciso di considerare alcune delle sorgenti di questo tipo presenti in Campania, con lo scopo di analizzare le differenze con le altre sorgenti considerate, per le quali, in diversi casi, è ipotizzata un'influenza da fluidi di origine endogena. Le sorgenti minori fredde considerate sono le seguenti:

- Acqua delle Panicare, sul M. Terminio a una quota di 926 metri s.l.m.
- Cetara Fuentes e Agerola alla base dei M. Lattari, rispettivamente a quote di 150 e 894 metri s.l.m.
- Campora, sul M. Cervati, a una quota di circa 650 m s.l.m.

In prossimità di queste sorgenti sono stati prelevati i campioni Ap1, Ce1, Ag1 e Cm1 (Fig. 3.61). Essi mostrano facies soprattutto fitoclastiche e fitoermali, con fabric porosi e vacuolari e numerosi resti vegetali e di piccoli organismi. Per quanto riguarda le sorgenti, purtroppo non sono stati trovati dati chimico-fisici e isotopici relativi a esse.

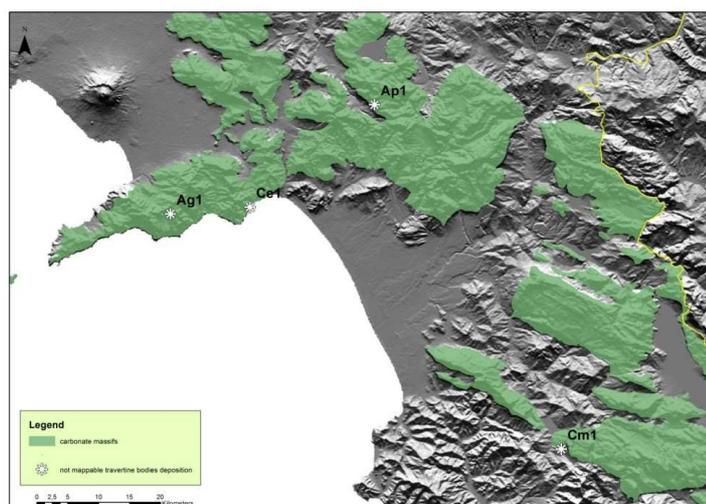


Figura 3.61. Sorgenti minori fredde considerate. Ap1: Acqua delle Panicare; Ag1: Agerola; Ce1: Cetara Fuentes; Cm1: Campora.

3.3 ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE DEI TRAVERTINI

Dopo aver censito tutti i mtb dell'area di studio, si è passati ad analizzare le relazioni esistenti tra:

- Travertini e faglie attive
- Travertini e sorgenti

3.3.1 TRAVERTINI E FAGLIE ATTIVE

È noto da tempo che esiste una relazione tra la deposizione di travertino e le aree tettonicamente attive (Barnes et al., 1978) (cfr. par. 2.2.4). Al fine di definire i rapporti tra tettonica attiva in Campania e formazione di depositi di travertino, si è scelto di mappare, sulla base dei dati esistenti in letteratura (Cinque et al., 2000; Caiazza et al., 2006), i principali lineamenti di faglia della regione (Fig 3.62; Tab. 3.3) che mostrano evidenze geomorfologiche o stratigrafiche di attività estensionale a partire dal Pleistocene medio tardo. Dalla Fig. 3.62 si può osservare che la distribuzione dei corpi di travertino non è casuale ma presenta una localizzazione molto prossima a quella delle faglie estensionali ad attività tardo quaternaria. In particolare, i corpi di travertino recenti (del Pleistocene superiore - Olocene), in molti casi caratterizzati da deposizione attiva si concentrano lungo i margini dei principali bacini tettonici costieri e intramontani, delimitati da faglie/zone di faglia di importanza regionale, con lunghezze intorno a 8-10 km. Approfondendo l'analisi è possibile osservare come in alcuni casi la concentrazione avviene in coincidenza con la terminazione di queste faglie; un esempio è quello dei travertini di Amorosi-Telese (Am, Te), la cui posizione corrisponde alla zona di terminazione laterale della faglia della Piana di Alife (faglia n. 25 in Fig 3.62; Tab. 3.3). Altri depositi seguono i principali lineamenti ad attività tardo quaternaria e sono generalmente localizzati nei blocchi a tetto di queste faglie; è il caso dei corpi travertinosi formati a Cancellò (Ca) Sarno (Sa) e Mondragone (Mo) lungo i bordi della Piana Campana.

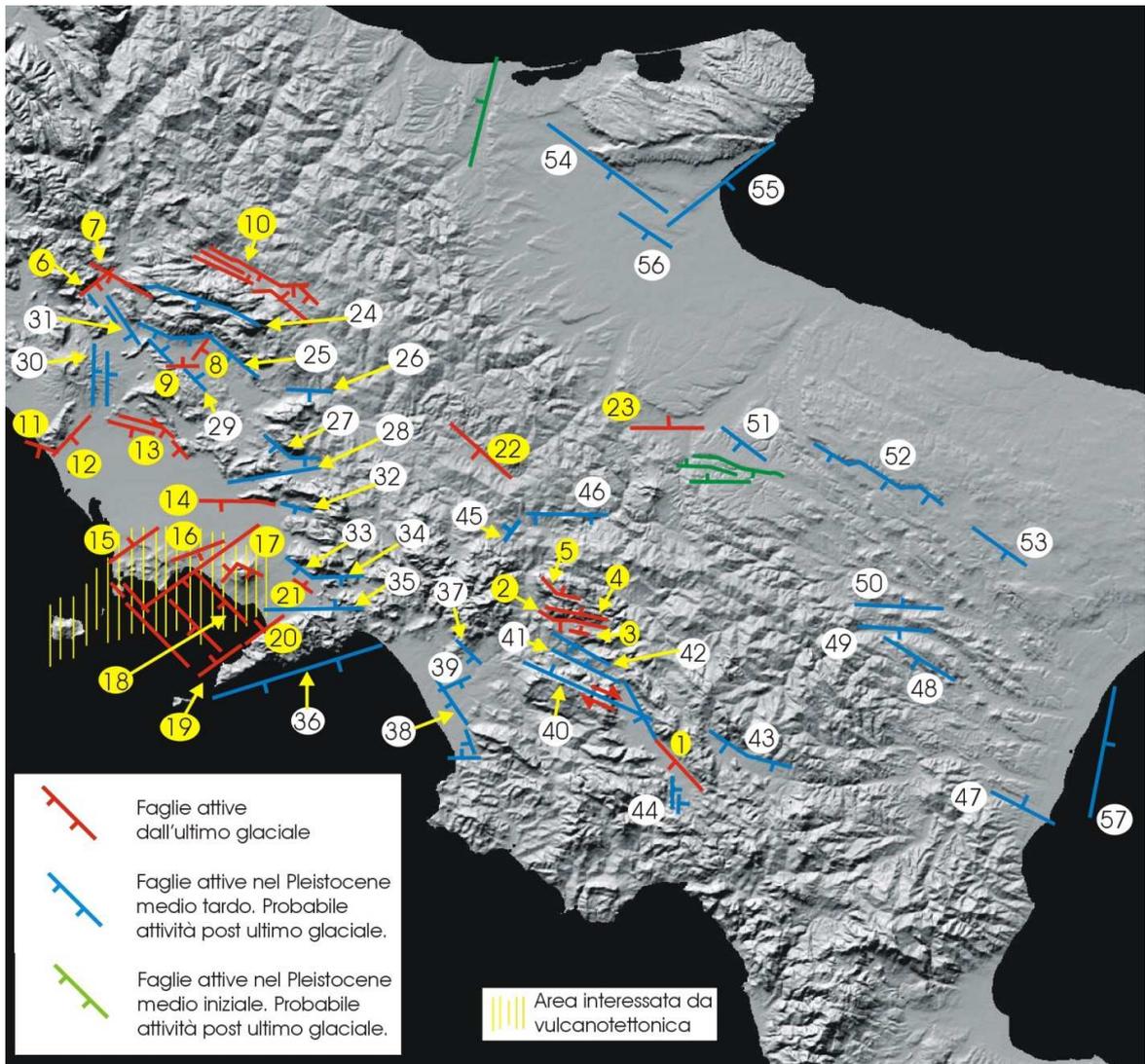


Figura 3.62. Carta delle faglie tarso-quaternarie dell'Appennino meridionale (Cinque et al., 2000) - In rosso sono rappresentate le faglie la cui attività nel corso dell'intervallo Ultimo Glaciale- Attuale (ultimi 50 ka circa) è ritenuta "certa" in quanto testimoniata dalla dislocazione di forme e/o depositi datati. Date le finalità della ricerca, sono state mappate anche faglie che hanno avuto attività certa nel Pleistocene medio e/o superiore e che manifestano indizi geomorfologici di attività tarso quaternaria ("freschezza" di scarpate in rocce tenere; dislocazioni e basculamenti di superfici deposizionali probabilmente non più antiche di 50 ka circa; etc.). Le strutture mappate corrispondono o a singole faglie o a sciami di faglie subparallele che, per motivi di scala, non potevano essere rappresentate singolarmente: nei casi del secondo tipo è stata indicata la faglia che, all'interno dello sciami, ha prodotto i rigetti maggiori e/o che presenta maggiore continuità e lunghezza. Infine, sono rappresentate con identico simbolo sia faglie che hanno prodotto rigetti di una o alcune centinaia di metri, sia faglie con rigetti tra il metrico ed il decametrico: dettagli circa l'entità dei rigetti prodotti ed i ritmi della fagliazione per alcuni dei lineamenti rappresentati sono riportati nella Tabella 1.

FAGLIE E SISTEMI DI FAGLIE	L (km)	Slip rate verticale (mm/a)	Intervalli cronologici	Intervallo di ricorrenza per eventi di fagliazione di superficie (anni)	T (km)
1 Vallo di Diano	31	* 0,5 - 1 ° 1	*Quaternario ° 0,4 - 0,6 Ma	-	-
2 S.Gregorio Magno (bordiera)	17	< 0,5	Quaternario	-	-
3 S.Gregorio Magno (sisma irpino 1980)	4	¹ 0,17 - 0,4	¹ 19660 yr cal B.P. - Attuale	¹ 2206 - 3104	² 8-12
4 M. Ogha	13	< 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
5 Piano di Pecore	8	¹ 0,29 - 0,4	¹ 8600 yr cal B.P. - Attuale	¹ 1684 - 2150	² 8-12
6 Venafro	12	> 0,25; < 1	Pleistocene medio - Attuale	-	-
7 Pozzilli – Capriati	22	0,2 - 0,4	Pleistocene medio - Attuale	-	-
8 Alife	6	0,5	36ka - Attuale	-	-
9 Baia e Latina	3,5	0,2 - 0,3	36ka - Attuale	-	-
10 Boiano	35	0,1 - 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
11 Mondragone	6	0,1 - 0,5	36ka - Attuale	-	-
12 M. Massico	10	* 2 - 2,5 ° 0,2 - 0,5	*1,45 Ma - Attuale °36ka - Attuale	-	-
13 Piana Volturmo (sciame)	34	*0,5 - 1,5 °0,2 - 0,5	*1,45 Ma -Attuale °36ka - Attuale	-	-
14 Cancellò	9	*0,4 - 0,6 °1	*1,45 - Attuale °0,13 Ma - Attuale	-	-
15 nord Campi Flegrei	13	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
16 Napoli	12	3 - 10	36ka - Attuale	-	-
17 Posillipo	30	*7 °3	*11ka - Attuale °Tardo Olocene - Attuale	-	-
18 Golfo di Napoli	27	4	36ka - Attuale	-	-
19 Vico Equense	15	4	36ka - Attuale	-	-
20 Castellammare	5	< 2	tardo Olocene - Attuale	-	-
21 Sarno	7	> 0,5	Olocene	-	-
22 Valle Ufita	22	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
23 Valle Ofanto	18	0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
24 Lago Matese	25	-		-	-
25 Piana di Alife	30	~ 1	Pleistocene inf. - Attuale?	-	-
26 Valle Calore	15	~ 0,1 - 0,2	Pleistocene medio - Attuale?	-	-
27 M. Taburno	9			-	-
28 Maddaloni - Valle Caudina	20			-	-
29 M.ti di Baia e Latina	16	~ 0,1	Pleistocene inferiore - Attuale?	-	-
30 Roccamonfina (sciame)	15	~ 0,1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-

31 Mastrati	15	> 0.1	tardo Pleistocene medio – Attuale?	-	-
32 M.ti di Avella	8	0.2 – 0.5	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
33 M.ti di Sarno	9			-	-
34 Siano	12	0.2 – 0.5	Pleistocene medio - Attuale?	-	-
35 nord M.ti Lattari	12	1 - 2	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
36 Golfo di Salerno	48	1 – 1.5	Pleistocene inferiore - Attuale?	-	-
37 S.Vito	8	0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
38 Ponte Barizzo	10	> 0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
39 P. delle Olive	7	0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
40 M. Alburno	34	-		-	-
41 Valle Tanagro	18	0.7 – 0.25	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
42 M. S. Giacomo	17	~ 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
43 alta Val d'Agri	25	< 0.6	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
44 Buonabitacolo	5	< 0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
45 Lioni	5	0.2 – 0.5	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
46 M. Cervaro	25	-	-	-	-
47 bassa valle F. Sinni	28	< 0.2	Pleistocene superiore – Attuale?	-	-
48 Piano di Codola	25	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
49 torrente Bilioso	20	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
50 Calciano	22	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
51 torrente Matinella	12	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
52 Gravina di Puglia	30	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
53 Santeramo in Colle	8	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
54 Apricena	30	-		-	-
55 Manfredonia	30	-		-	-
56 Amendola	10	-		-	-
57 Golfo di Taranto					

Tabella 3.3. Caratteristiche delle faglie tardo-quadernarie dell'Appennino meridionale (Cinque et al., 2000) - L: lunghezza del sistema di faglia. T: spessore dello strato sismogenetico. Nella prima colonna, i numeri si riferiscono alle faglie ubicate nella Figura 1: faglie e sistemi indicati in grassetto si riferiscono alle faglie rappresentate in rosso; i restanti alle faglie marcate in blu. Nella colonna "Slip rate" sono indicati in grassetto i valori stimati sulla base dell'offset di successioni datate; nei restanti casi i valori sono stati stimati su base geomorfologica. 1 da Pantosti et al. (1993a), 2 da Pingue et al. (1993)

Nella Piana Campana, sono presenti depositi di travertino affioranti e sono ricostruibili corpi sepolti (Fig. 3.64) nei blocchi ribassati dalle faglie che individuano questo graben costiero; i corpi di travertino seguono l'andamento delle faglie bordiere, oppure si allungano verso la Piana a partire da quelle faglie. Le faglie responsabili della subsidenza della piana fin dal Pleistocene, mostrano segni di attività recente (Pleistocene superiore - Olocene) (Brancaccio et al., 1991; Cinque et al., 2000; Irollo et al., 2005; Santangelo et al., 2010). Dati stratigrafici indicano che tutti i travertini affioranti lungo i margini della Piana Campana sono più giovani rispetto dell'*Ignimbrite Campana* (39 ky), che rappresenta un importante indicatore stratigrafico della zona (Rolandi et al., 2003). Al contrario, tutti i corpi sepolti di travertino hanno un'età maggiore del marker *Ignimbrite Campana*.

Nel caso della Piana del Sele, un graben costiero che è stato oggetto di subsidenza nel Pleistocene (Amato et al., 1991; Brancaccio et al., 1991; Cinque & Romano, 1990), i depositi di travertino del Pleistocene superiore-Olocene affiorano nella porzione settentrionale (Pontecagnano - Faiano, Ma e Fa in Fig. 3.63; Anzalone et al., 2007) e in quella meridionale (Capaccio, Ca, e Paestum, Pa, in Fig. 3.63; D' Argenio et al., 1988; Amato et al., 2012) della Piana, mentre non vi sono dati in letteratura che indichino la presenza di corpi sepolti di travertino. Come nel caso di quelli descritti per la Piana Campana, i travertini di Ca e Pa affiorano nei blocchi ribassati da faglie che mostrano evidenza di attività nel tardo Quaternario. Riguardo ai travertini affioranti lungo il bordo NE della Piana, ovvero Ma e Fa, questi si dispongono presso la terminazione nord-orientale della struttura principale tra quelle che individuano il graben quaternario della Piana del Sele – Golfo di Salerno, rispettivamente nel blocco sollevato e in quello ribassato da tale struttura. Tuttavia, non è stata, finora, accertata l'attività recente di questa importante struttura, la cui porzione più occidentale è stata considerata inattiva negli ultimi 100.000 anni circa (Caiazzo et al., 2006) sulla base della quota delle linee di riva tirreniane della Penisola sorrentina, che si rinvergono a quote complessivamente confrontabili a quella degli highstand del MIS 5 (Cinque e Romano, 1990; Riccio et al., 2001).

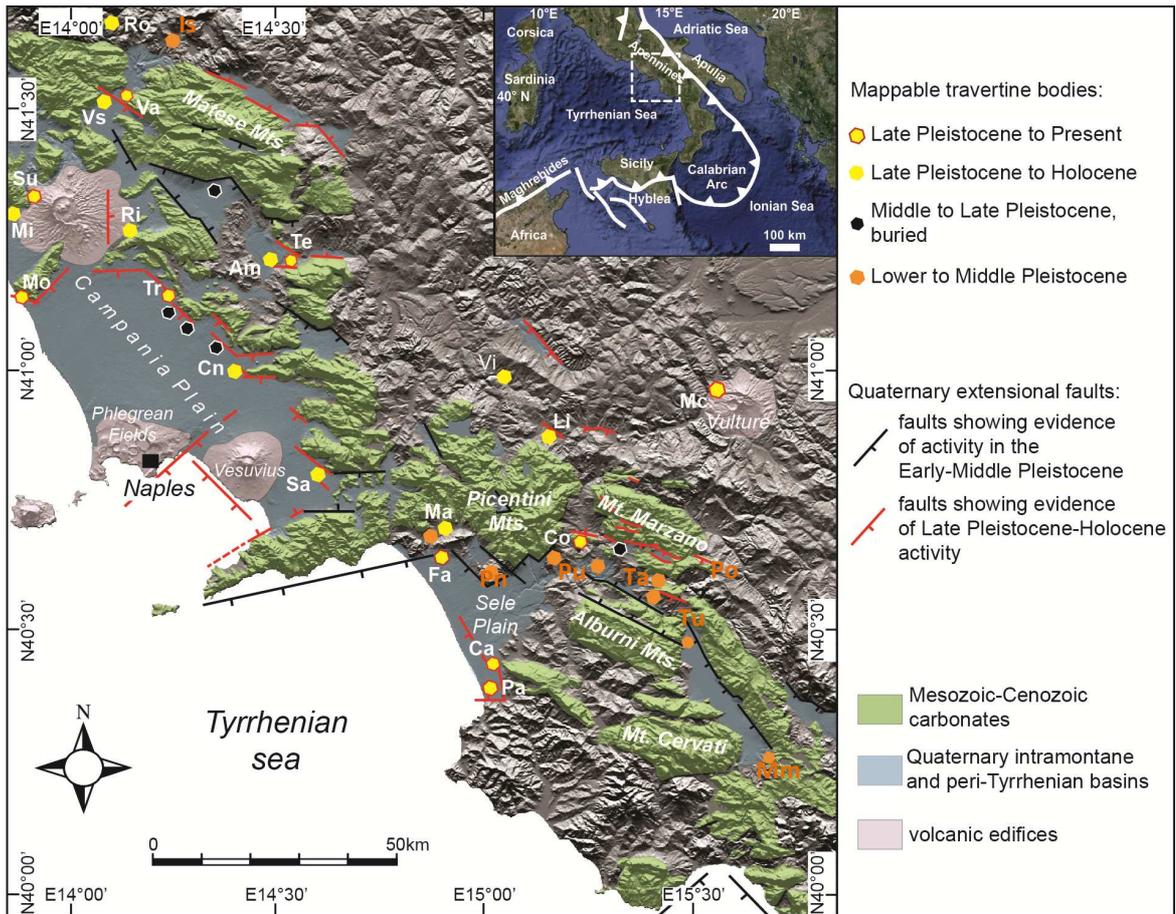


Figura 3.63. Distribuzione di travertini e fagliazione recente in Campania. Source: Ascione et al. (2013c).

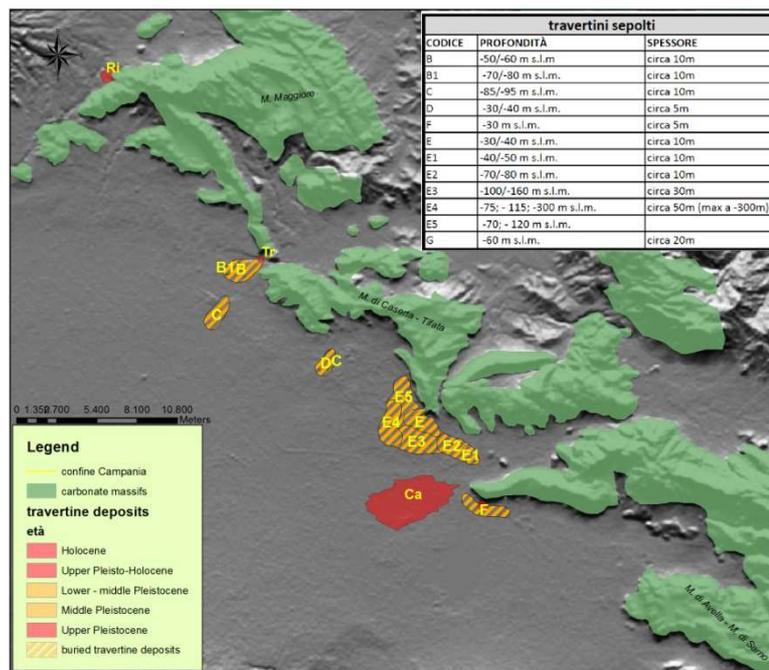


Figura 3.64. Corpi sepolti di travertino nella parte sud-orientale della Piana Campana.

Depositi di travertino tardo-quadernari, affioranti o sepolti, sono presenti anche zone più interne della catena, principalmente all'interno o ai margini di bacini intramontani quadernari (Fig. 3.63). Corpi affioranti si localizzano nelle pianure alluvionali del Volturno e del Sele e ne viene segnalata la presenza in sottosuolo (da stratigrafie di sondaggi) nelle pianure di Alife e di Buccino (Fig. 3.64). In tutti questi casi, si osserva ancora che la loro distribuzione segue quella di strutture estensionali la cui attività è sostanzialmente coeva alla deposizione dei corpi stessi. In particolare, i travertini recenti della pianura del Volturno (Piana di Venafro) i travertini si localizzano nelle immediate vicinanze della faglia nota come *Aquae Iuliae*, la cui attività recente è comprovata anche da studi paleosismologici, che ne documentano lo scorrimento cosismico durante il terremoto del 1349 (Galli & Naso, 2009). I due affioramenti principali sono quelli di Va e Vs (Venafro Agrippa e Venafro Santa Cristina - Armieri, Fig. 3.63), rispettivamente localizzati al letto e al tetto della suddetta faglia. A SE di questi affioramenti, è segnalata la presenza in sottosuolo di travertini nella Piana di Alife. Questi depositi si localizzano al tetto delle strutture che delineano il bordo sud-occidentale del massiccio del Matese (Faglia Di Baia e Latina, n.8, Fig. 3.62, Tab. 3.3; Faglia di Boiano, n. 9, Fig. 3.62, Tab. 3.3), che mostra evidenze di attività dal tardo Pleistocene medio. In posizione analoga, ovvero al tetto delle strutture che bordano verso SO il massiccio del Matese, si localizzano anche i depositi di travertino affioranti di Telesse (Te), mentre, più a sud, i depositi di Amorosi (Am) si localizzano nel blocco di tetto della struttura estensionale che margina verso nord il massiccio del Taburno Camposauro (Faglia della Valle Calore, n. 26, Fig. 3.62, Tab. 3.3).

Depositi di travertino si incontrano anche nel sottosuolo della Piana di Buccino, ovvero nel blocco ribassato da una importante struttura estensionale ad attività tardo-quadernaria che margina verso NE questa piana e può essere seguito fino alla Piana di San Gregorio Magno (Ascione et al., 2003; Aiello et al., 2007; Ascione et al., 2013c). Più a occidente, nella stessa area, corpi di travertino recenti e con deposizione attiva si rinvencono lungo il tracciato vallivo del fiume Sele, in prossimità di Contursi (Co). Anche in questo caso è possibile evidenziare che la localizzazione di questi depositi segue una faglia estensionale con andamento circa trasversale al corso del fiume, per la quale evidenze geomorfologiche (Ascione et al., 2013a) suggeriscono attività recente (Fig. 3.65).

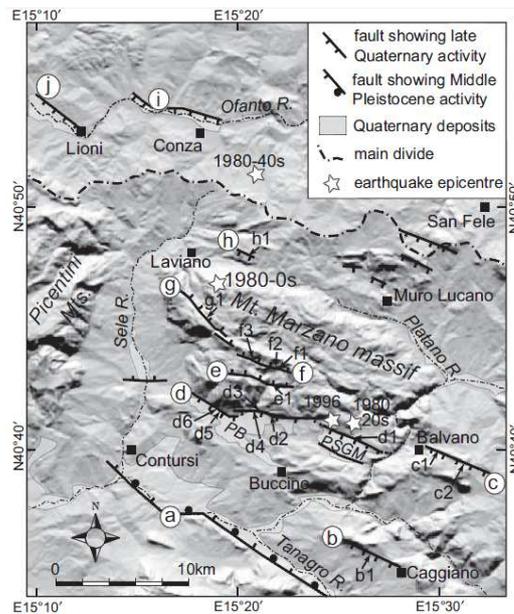


Figura 3.65. (Ascione et al., 2013a). **Faglie che mostrano evidenze di attività nella zona epicentrale terremoto del 1980 in Irpinia.** mappate su DEM a 90 m. **Legenda:** a - faglia del Tanagro; b - faglia di Caggiano; c - faglia di Balvano, d - zona di faglia Piani di Buccino-Pantano di San Gregorio Magno (PSGM); e - zona di faglia Monte Ogna; f - zona di faglia Serra del Dardano; g - zona di faglia Monte Marzano-Monte Carpineta; h - faglia di Laviano, i - faglia di Conza; j - faglia di Lioni; le zone di faglia c e d sono incluse nel gruppo di faglie Buccino-Balvano; le zone di faglia e, f, g sono incluse nella zona di faglia Marzano.

Nell'area di studio sono presenti anche numerosi affioramenti di travertino più antichi di quelli fin qui menzionati. I corpi di travertino più antichi, riferibili al Pleistocene medio, si ritrovano all'interno o sollevati lungo i bordi delle depressioni tettoniche che sono state subsidenti durante il Quaternario. Gli spessori di questi corpi sono in genere nell'ordine di alcune decine di metri e presentano in molti casi intercalazioni di depositi fluviali o lacustri. Essi risultano profondamente dissecati e terrazzati e, in alcuni casi, presentano tracce di deformazione. I principali tra questi depositi si localizzano lungo i margini orientali della Piana del Sele, rispettivamente a Pontecagnano e a Serradarce (Pn e Pu in Fig. 3.63; Anzalone et al., 2007; Amato et al., 1991). Altri potenti accumuli di travertino attribuiti al Pleistocene medio affiorano a NW del massiccio montuoso del Matese (travertini di Isernia, Is, Fig. 3.63; Brancaccio et al., 2000), nelle valli dei Fiumi Bianco e Tanagro (Pu, Ta, Tu, Po, Fig. 3.63; Buccino et al., 1978; Amato et al., 1992; Ascione et al., 1992) nella valle del Fiume Ofanto (travertini di Lioni, Li, Fig. 3.62; Chiocchini et al., 1981) e a Montesano sulla Marcellana (Mm, Fig. 3.63), lungo il margine sud-orientale del Vallo di Diano (Santangelo, 1991).

Per tutti i depositi antichi, sollevati/dislocati o dissecati, non è possibile ricostruire l'area sorgente. È interessante, tuttavia, notare che essi si localizzano in aree che sono state sede di attività tettonica in tempi passati. Un esempio è rappresentato dai travertini del Tanagro (Ta, Fig. 3.63), che occupano una depressione bordata da faglie e oggetto di subsidenza durante la deposizione degli stessi, nel Pleistocene medio (Faglia Valle Tanagro, n.41 Fig. 3.62, Tab. 3.3; Faglia M.S.Giacomo, n. 42, Fig. 3.62, Tab. 3.3; i travertini sono stati successivamente dissecati allorquando la cessazione di attività delle faglie ha consentito il ripristino di un drenaggio aperto (Ascione et al., 1992). In altri casi (travertini di Pontecagnano e Serradarce, e di Montesano sulla Marcellana), i depositi sono sollevati da faglie la cui attività può essere inquadrata nel Pleistocene medio. In particolare, i travertini di Pontecagnano e Serradarce (rispettivamente Pn e Pu in Fig. 3.63) si collocano in blocchi ai margini della Piana localizzati rispettivamente al letto e al tetto di faglie del sistema di strutture bordiere, per le quali non è segnalata attività recente (Pleistocene superiore-Olocene), in posizione analoga a quella occupata dai travertini di Montesano sulla Marcellana rispetto alla faglia bordiera principale del Vallo di Diano (Faglia Vallo di Diano, n.1 Fig. 3.62, Tab. 3.3).

A scala regionale, il confronto tra l'età dei corpi travertinosi e l'età della fagliazione permette di effettuare interessanti considerazioni. Infatti, i depositi più recenti, del Pleistocene superiore – Olocene, si localizzano lungo, o presso le terminazioni laterali di faglie che registrano attività durante quello stesso intervallo di tempo. I depositi più antichi, analogamente, si rinvencono all'interno o, sollevati, ai margini di depressioni tettoniche (graben costieri e conche intramontane) che sono state sede di attività nel corso del Pleistocene medio - inferiore. In generale, quindi, sulla base delle osservazioni effettuate sull'analisi della distribuzione comparata mbt/faglie estensionali si può concludere che:

- i principali mbt sono associati a faglie estensionali di importanza regionale (lunghezza maggiore di alcuni km); generalmente essi si localizzano nei blocchi ribassati o presso le terminazioni laterali di quelle strutture;
- nelle diverse aree, esiste una buona corrispondenza tra età dei travertini ed età della fagliazione.

3.3.2 TRAVERTINI E SORGENTI

Al fine di definire le relazioni spaziali tra depositi di travertino e sorgenti, sono state mappate, sulla base del lavoro di Allocca et al. (2009) le principali sorgenti della Campania.

Come si può osservare dalla Fig. 3.66, nel territorio regionale della Campania ricadono almeno 18 importanti strutture idrogeologiche carbonatiche (Celico, 1980) alle quali si associano una cinquantina di sorgenti che alimentano i principali acquedotti dell'Italia meridionale, con portate complessive di oltre 100 m³/s (Tab. 3.4). Oltre alle sorgenti basali dei principali massicci carbonatici, sono state considerate la sorgente Gaudianello, sulle pendici del Monte Vulture (acquifero vulcanico) e due sorgenti nella porzione interna della Catena che scaturiscono da acquiferi in Flysch (San Teodoro e Mefite d'Ansanto). In totale sono state prese in considerazione 52 sorgenti di cui 48 derivanti da acquiferi di tipo carbonatico, 2 da acquiferi in depositi neogenici di flysch e 1 da un acquifero di tipo vulcanico.

La distribuzione di queste sorgenti è stata quindi confrontata con la distribuzione dei mtb (Fig. 3.67) della regione. Tale confronto ha messo in evidenza che:

I) La maggior parte dei corpi travertinosi è associata all'emergenza di sorgenti basali di massicci carbonatici, solo alcune placche sono associate ad acquiferi non carbonatici (e.g. Lioni e Monticchio Bagni).

II) non tutte le sorgenti basali dei massicci carbonatici della Campania depositano travertino ma solo alcune di esse e ciò avviene indipendentemente dalla portata. Si osserva, in particolare, che alcuni importanti acquiferi carbonatici della Campania, fortemente carsificati (Santangelo & Santo, 1995) e con importanti sorgenti basali non producono travertino (M. Picentini, M. Alburni, M. Cervati, M. di Sapri etc.) condizione questa anomala poiché la carsificazione delle rocce dovrebbe arricchire le acque in carbonati e costituire perciò un fattore predisponente alla precipitazione.

Per tale motivo è apparso necessario approfondire un discorso geochimico, trattato nel paragrafo successivo, riguardante le sorgenti e i depositi di travertino, che potesse trovare una spiegazione a tali evidenze. È stato svolto un lavoro di ricerca finalizzato alla

definizione delle caratteristiche chimico - fisiche e isotopiche dei principali gruppi sorgivi della Campania ed è stato analizzato il loro chimismo facendo riferimento ai numerosi dati disponibili in letteratura (Celico et al. 1979; 1980; 1982; Duchi et al. 1995; Corniello, 1996; Minissale, 2004; Minissale & Vaselli, 2011). Per molte sorgenti sono state reperite analisi condotte in tempi diversi; da queste è stata osservata una discreta variazione nel chimismo, da imputare probabilmente ai cicli stagionali. Tuttavia, per una maggiore completezza e attendibilità dei risultati, si è scelto di considerare per le analisi di comparazione i dati più recenti disponibili. L'elaborazione di questi dati rende possibile un'analisi delle caratteristiche chimiche delle acque che permette, a partire da rocce serbatoio molto simili tra di loro dal punto di vista litologico, di interpretare le diversità riscontrate nelle caratteristiche delle acque alle emergenze e di ipotizzare un modello genetico per le scaturigini dalle quali depone travertino.

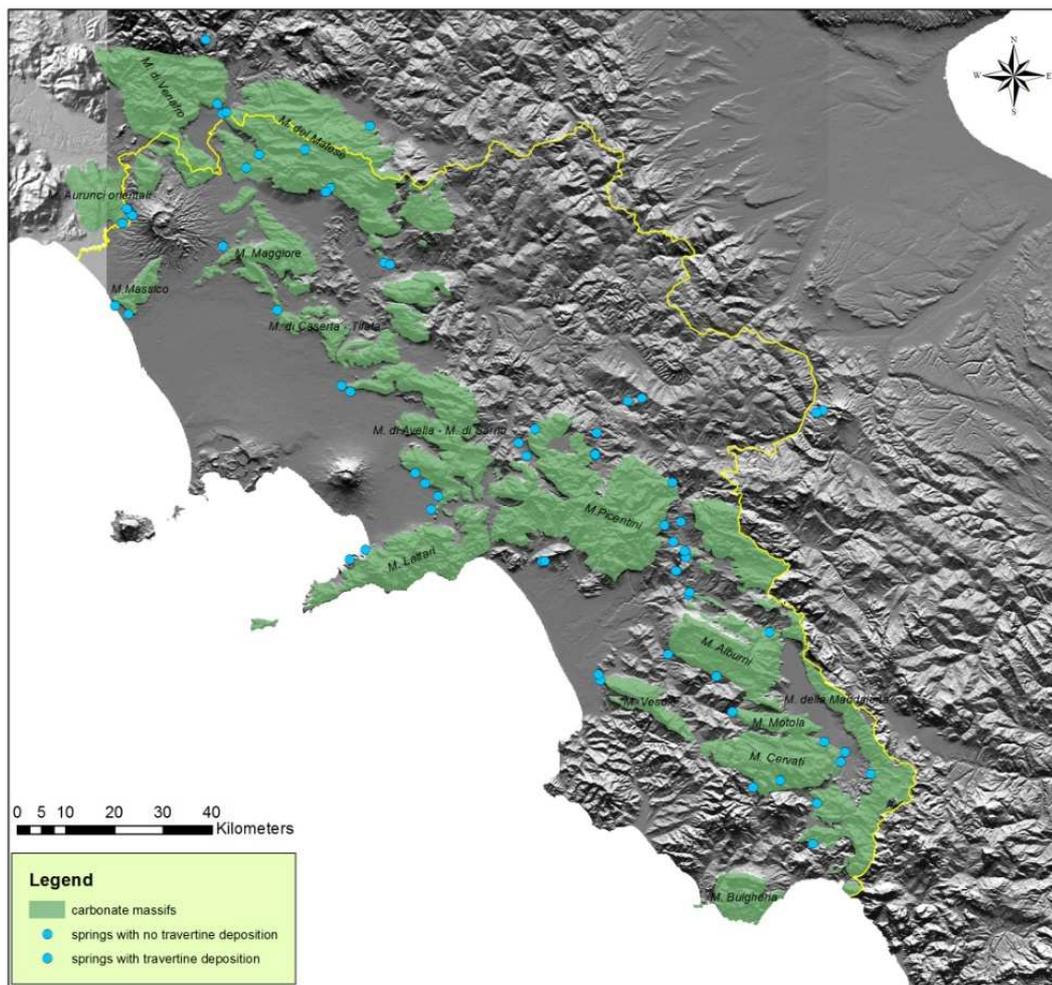


Figura 3.66. Massicci carbonatici e principali sorgenti della Campania.

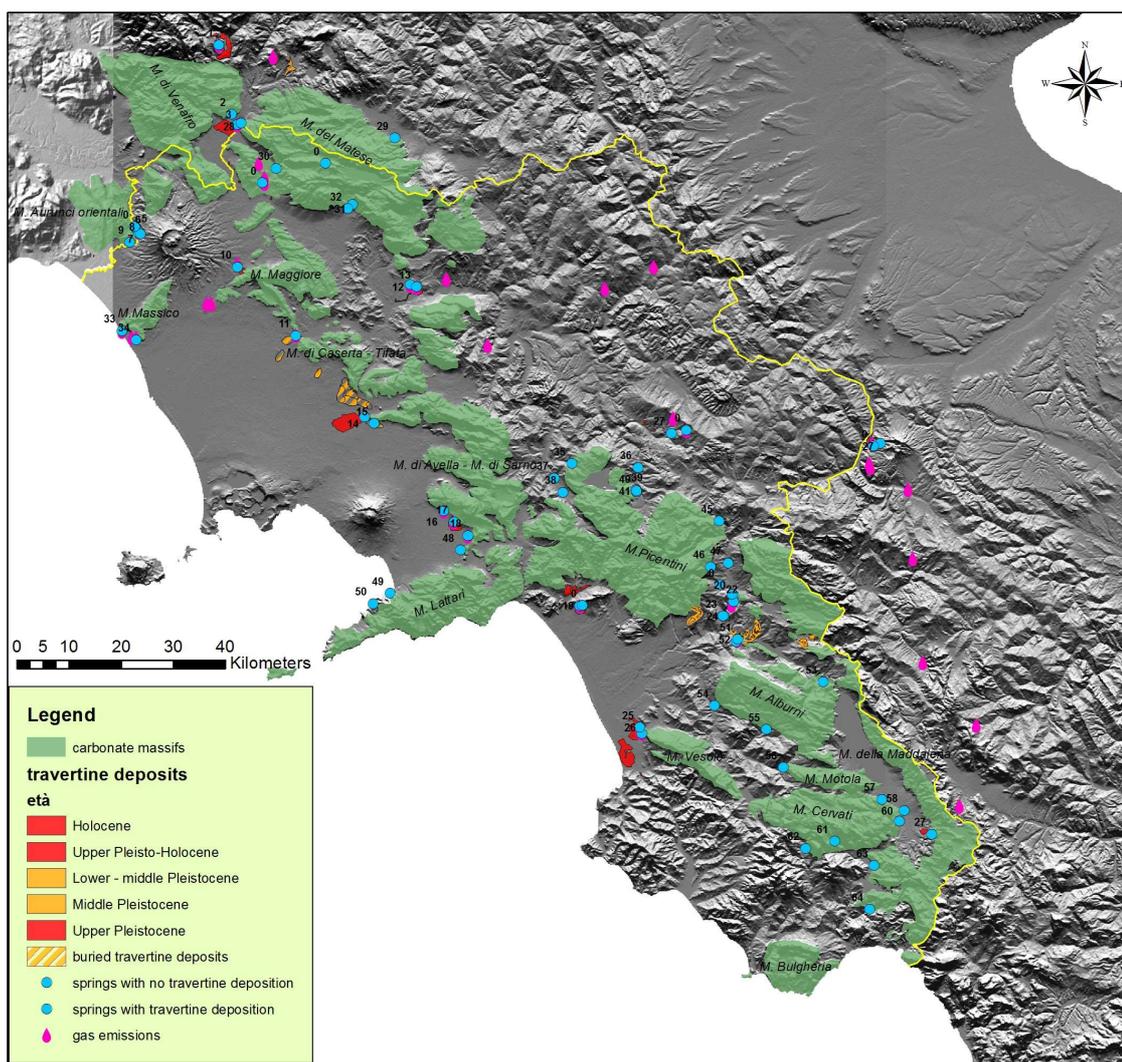


Figura 3.67. Distribuzione di depositi di travertino, principali sorgenti e principali punti di emissione gassosa della Campania.

3.3.3 SORGENTI CHE DEPOSITANO TRAVERTINO

Le emergenze della Campania che attualmente sono interessate da precipitazione di significativi corpi di travertino (mtb) o che hanno deposto travertino in passato sono riportate in Tab.3.4, con indicazione della struttura idrogeologica di origine e dell'eventuale presenza di emissioni gassose associate (Minissale, 2004; Chiodini et al. (2000; 2009) (vedi Fig. 3.67).

Tabella 3.4. Sorgenti della Campania caratterizzate dalla deposizione di travertino.

<i>SORGENTE</i>	<i>TRAVERTINO ASSOCIATO</i>	<i>STRUTTURA IDROGEOLOGICA</i>	<i>EMISSIONI GASSOSE ASSOCIATE</i>
<i>Capovolturno</i>	<i>Rocchetta a Volturno</i>	<i>Mainarde</i>	
<i>Acqua Sulfurea, Capo D'Acqua Pozzilli</i>	<i>Venafro</i>	<i>M. di Venafro</i>	<i>Sorgente Acqua Sulfurea, Capo D'Acqua Pozzilli</i>
<i>Terme Tomassi, Vasca Inferno, Terme Ciorra</i>	<i>Suio</i>	<i>M. Aurunci</i>	<i>Terme Tomassi, Vasca Inferno</i>
<i>Mondragone</i>	<i>Mondragone</i>	<i>M. Massico</i>	<i>Sinuessa</i>
<i>Ferrarelle</i>	<i>Riardo</i>	<i>M. Maggiore</i>	<i>Ferrarelle</i>
<i>Triflisco</i>	<i>Triflisco</i>	<i>M. Maggiore</i>	<i>Triflisco</i>
<i>Telese Terme</i>	<i>Telese</i>	<i>M. Matese</i>	<i>Telese Terme, Sorgente Grassano</i>
<i>Calabricito - Mofito</i>	<i>Cancello</i>	<i>M. di Avella, M. di Sarno, M. Vergine</i>	
<i>Mercato Palazzo, S. Maria la Foce, S. Marina di L., San Mauro</i>	<i>Sarno</i>	<i>M. Pizzo d'Alvano</i>	<i>Mercato Palazzo, S. Maria la Foce, S. Marina di L.</i>
<i>Gruppo sorgentizio Contursi</i>	<i>Contursi</i>	<i>M. Polveracchio- M. Raione</i>	<i>Tufara, Rosapepe, Capasso etc.</i>
<i>Capodifiume</i>	<i>Paestum</i>	<i>M. Cervati - M. Vesole</i>	<i>Capodifiume</i>
<i>Montesano sulla Marcellana</i>	<i>Montesano sulla Marcellana</i>	<i>Montesano sulla Marcellana</i>	
<i>Gaudianello</i>	<i>Monticchio Bagni</i>	<i>M. Vulture</i>	<i>Eudria</i>
<i>San Teodoro</i>	<i>Villamaina</i>	<i>flysch</i>	<i>San Teodoro</i>

Come ci si aspetta, la gran parte di queste emergenze deriva da acque circolanti in massicci carbonatici che vengono a giorno alla base degli stessi. È questo il caso delle sorgenti negli areali di Suio, Venafro, Riardo, Sarno, Triflisco, Telese, Mondragone, Contursi, Pontecagnano, Paestum e Montesano sulla Marcellana. Vi è poi la sorgente Capovolturno, che è un'importante sorgente sospesa. Si può osservare che nella gran parte dei casi le

sorgenti che mostrano precipitazione di travertino sono caratterizzate anche da emissioni gassose; è questo il caso ad esempio di Telese, Contursi, Suio, Villamaina. Le strutture idrogeologiche interessate sono, da Nord verso Sud, Mainarde, Monti di Venafro, Monti Aurunci, Monte Massico, Monte Maggiore, Monti del Matese, Monti di Avella, Monti di Sarno, Monti Picentini, Monte Polveracchio - Monte Raione, Monte Cervati - Vesole, Monti della Maddalena.

Altra situazione si ha per le sorgenti Gaudianello e San Teodoro, derivanti rispettivamente da un acquifero di tipo vulcanico (M. Vulture) e da un acquifero in flysch.

Di seguito una breve descrizione delle sorgenti da cui precipita il travertino:

- ✚ La sorgente Capovolturno è una sorgente sospesa molto importante, che scaturisce a una quota di 500 m s.l.m. dalle Mainarde e dalla quale prende vita il Fiume Volturno. Essa presenta una portata media annua di 6.600 l/s e un valore del TDS pari a 397 mg/l. I dati riferiti a queste sorgenti sono stati tratti dai lavori di Minissale (2004) e Minissale & Vaselli (2011).
- ✚ La sorgente Acqua Sulfurea, nella zona di Venafro si trova nello stabilimento termale abbandonato di Agrippa e trae alimentazione dalla struttura idrogeologica dei Monti del Matese (Corniello et al., 1999; Allocca et al., 2009). Si tratta di una sorgente sulfurea dalle cui acque, attualmente, precipita travertino. La sorgente Capo D'acqua Pozzilli, invece, trae alimentazione dall'unità idrogeologica dei Monti di Venafro. Non è stato possibile reperire dati da letteratura per queste due sorgenti fatta eccezione per il valore della temperatura delle acque all'emergenza per la sorgente Acqua Sulfurea (Galli & Naso, 2009).
- ✚ Il gruppo sorgivo di Suio comprende 12 sorgenti che fanno parte di quello che è, a tutti gli effetti, un sistema idrotermale. Le sorgenti sono ubicate tra il versante orientale dei Monti Aurunci e il Fiume Garigliano e spesso risultano associate a emissioni gassose (Minissale, 2004; Duchi et al., 1995; Chiodini et al., 1999). L'assetto idrogeologico di quest'area è stato oggetto di numerosi lavori (Celico, 1978). Le sorgenti di Suio costituiscono una delle principali vie di deflusso della struttura idrogeologica dei Monti Aurunci Orientali (Celico, 1978), una struttura monoclinale fagliata con immersione SW (D'Amore et al. 1995) sovrascorsa sui sedimenti terrigeni del Liri-Garigliano. La struttura è costituita da sequenze di

natura calcareo - dolomitica affioranti che presentano un'età compresa tra Giurassico e Miocene inferiore.

Le principali sorgenti dell'area sono: Tomassi, Ciorra, Sant'Egidio, Faramondi, Alba che presentano acque ipertermali a elevata mineralizzazione, sicuramente dovuta dalla presenza del vicino Vulcano del Roccamonfina. Per la struttura dei Monti Aurunci Orientali è ipotizzata la presenza di due serbatoi, uno localizzato nelle rocce calcaree del Cretaceo superiore - Miocene (serbatoio superiore) e un secondo localizzato nei calcari del Lias medio - superiore (serbatoio inferiore), separati da termini dolomitici meno permeabili attraverso i quali molto probabilmente avvengono degli scambi idrici (Boni et al., 1979) che portano alla mineralizzazione delle acque dell'acquifero più superficiale. Nell'area di Suio le sorgenti scaturiscono dall'acquifero superiore a contatto con i depositi alluvionali recenti del Fiume Garigliano. Le caratteristiche chimiche di queste sorgenti sono simili a quelle di altre sorgenti termali italiane, come quelle di Viterbo e Rapolano Terme. Vi sono poi alcune sorgenti che invece presentano temperature basse e sembrano essere riferibili a una circolazione di tipo carsico, senza che vi sia stata influenza di sorta da parte del flusso di calore che si trova al di sotto del Vulcano del Roccamonfina. I dati riferiti a queste sorgenti sono stati tratti dai lavori di Pentecost & Coletta (2004), D'Amore et al. (1995) e Minissale & Vaselli (2011).

- ✚ Le sorgenti Ferrarelle sono sorgenti fortemente mineralizzate (Minissale, 2004) e potrebbero essere responsabili della precipitazione della placca di travertino fossile che affiora nella zona di Riardo. I dati chimici relativi a questa sorgente sono stati estrapolati dai lavori di Budetta et al. (1994) e Minissale (2004). La struttura idrogeologica sottesa in questo sono i M. di Caserta - Tifata.
- ✚ Le sorgenti di Triflisco costituiscono il recapito principale della falda di base dell'unità idrogeologica del Monte Maggiore meridionale, al margine della Piana Campana. Sembra che tali acque attraversino, prima della venuta a giorno, un sifone carbonatico al di sotto del Monte Maiulo che provoca la loro miscelazione con acque profonde fortemente mineralizzate. I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Minissale (2004), Celico et al., (1980), Budetta et al. (1994) e Corniello (1996).
- ✚ Le sorgenti di Telesse comprendono due gruppi sorgivi: Grassano e Telesse Terme con caratteristiche chimico-fisiche molto differenti. Essi presentano,

rispettivamente, una portata media di 4.700 e 200 l/s, una temperatura alla sorgente di 11 e 20.7°C e un valore medio del contenuto in solidi disciolti (TDS) di 804 e 2.423 ppm. Le acque sorgentizie di Telesse Terme sono mineralizzate (2000-2500 ppm), acide (pH=6.1) e ipotermali (circa 20°C) sulfuree, di tipo bicarbonato - calcico (Paternoster & Mongelli, 2000) e sono sempre sature o sovrasature in calcite (Harabaglia et al. 2002); esse vengono captate nello stabilimento termale di Telesse Terme. Le analisi chimiche delle acque rivelano la presenza di un alto contenuto in CO₂. L'origine delle acque deriva probabilmente dall'interazione di acque superficiali derivanti dal massiccio carbonatico del Matese con acque più profonde di derivazione endogena che trovano vie di risalita lungo le faglie (Harabaglia et al. 2002).

Il gruppo sorgivo di Grassano è localizzato a pochi km dall'abitato di Telesse. È caratterizzato da mineralizzazione media (800 ppm), temperature medie di 11 °C, pH di 6.1 e composizione bicarbonato-calcica. Le sue caratteristiche geochimiche sono tipiche di acque di origine carsica con elevati tempi di residenza nel circuito idrologico e limitate interazioni con fluidi profondi.

I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Budetta et al. (1994), Duchi et al. (1995), Harabaglia et al. (2002) per Telesse Terme e Coniello & De Riso (1986) e Minissale & Vaselli (2011) per Grassano.

- ✚ Le sorgenti Mofito e Calabricito (Celico et al., 1980) sono localizzate al contatto tra i calcari della dorsale di Cancellò, che costituisce l'acquifero principale, e i terreni piroclastici che colmano la Piana Campana. Le acque delle due sorgenti sono del tipo bicarbonato-calciche ma presentano un maggior grado di mineralizzazione rispetto alle altre presenti in zona; probabilmente la causa di tale fenomenologia è da ricercare nella complessa situazione strutturale esistente in corrispondenza del blocco occidentale della dorsale di Avella (Celico & De Riso, 1978) che favorisce l'approfondimento dei circuiti idrici sotterranei (Celico et al., 1980). In realtà, le due sorgenti nei primi anni 80 con l'avvento delle prime realtà industriali con rispettivi cospicui emungimenti, andarono incontro a un primo concreto abbassamento del livello della falda e conseguente scomparsa delle sorgenti (Calabricito prima e Mofito poi). Recentemente un innalzamento della falda, da attribuire probabilmente a una maggiore ricarica meteorica o a una diminuzione degli emungimenti, ha portato a una parziale ricomparsa di una delle due sorgenti,

quella di Calabricito. I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Corniello (1996) e Minissale & Vaselli (2011).

- ✚ La sorgente Mercato Palazzo costituisce, insieme alle sorgenti Santa Maria La Foce, San Marino di Lavorate e San Mauro, i principali recapiti del massiccio carbonatico dei Monti di Sarno. Le quattro sorgenti presentano una mineralizzazione elevata (400-600 ppm) (Corniello, 1996) e la sorgente di Mercato-Palazzo, in particolare, presenta una temperatura delle acque all'emergenza di circa 30°C (Celico et al. 1980). I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Celico et al. (1980), Budetta et al. (1994), Corniello (1996) e Minissale & Vaselli (2011).
- ✚ Le sorgenti Ornito - Acqua Solfegna e San Benedetto derivano dalla circolazione delle acque nei Monti Picentini occidentali. I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Duchi et al. (1995) per Acqua Solfegna e Budetta et al. (1994) e Anzalone et al. (2007) per San Benedetto.
- ✚ La zona di Contursi è caratterizzata dalla presenza di numerose polle sorgentizie; in totale se ne contano almeno 15 allineate lungo il Fiume Sele. Le acque di queste sorgenti presentano, a grandi linee, elevata mineralizzazione e temperatura alla sorgente compresa tra 15 e 50°C. Inoltre le sorgenti sono spesso associate a emissioni gassose. Le sorgenti di Contursi sono distinte in due gruppi: un primo gruppo comprende le sorgenti di Contursi Bagni (Terme Capasso, Cappetta, Rosapepe, Volpacchio e Sorgente Sulfurea etc.) che presentano un chimismo solfato-calcico, temperature elevate (per le sorgenti considerate da 27 a 44°C), elevata mineralizzazione (TDS>3000 ppm) e spesso emissioni gassose associate. Il secondo gruppo comprende le sorgenti di Contursi Terme (Volpacchio, Sulfurea etc.) che presentano chimismo bicarbonato-calcico, temperature che si attestano intorno ai 15°C e mineralizzazione variabile (per le sorgenti considerate circa 700-800 ppm). Queste differenze nei parametri chimico-fisici delle acque tra i due gruppi sorgivi sono da attribuire al diverso percorso le acque che conducono fino all'emergenza (Celico et al., 1979a; 1979b). Nel caso di Contursi Bagni le acque sembrerebbero derivare da un percorso più lungo e profondo che prevede il passaggio di queste acque attraverso un sifone carbonatico che permette alle stesse di riscaldarsi e mineralizzarsi prima della venuta a giorno. Tali acque possono subire mescolamento con acque fredde carsiche ma per modesti quantitativi. Le

acque di Contursi Terme, d'altro canto, deriverebbero da un percorso breve oppure da un maggiore mescolamento con acque fredde carsiche provenienti dai massicci carbonatici circostanti. Secondo Celico et al. (1979a) la struttura di alimentazione è il M. Polveracchio. I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Ghiara et al. (1994), Minissale & Vaselli (2011), Balderer et al. (2000), Italiano et al. (2000), Balderer & Martinelli (1995) e Celico et al. (1979a; 1979b).

- ✚ Le sorgenti Capodifiume sono sorgenti per soglia di permeabilità (Celico et al. 1979b) che scaturiscono lungo il margine occidentale dell'unità carbonatica di M.te Cervati - M.te Vesole, dove quest'unità viene in contatto con formazioni terrigene a bassa permeabilità (Celico, 1978; Incoronato et al., 1979; Celico et al., 1982). Le acque delle sorgenti presentano un alto grado di mineralizzazione (TDS medio di circa 5.000 ppm) non associato a temperature elevate (circa 15°C) ed una portata complessiva di circa 800 l/s (Celico et al., 1982). I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Celico et al. (1982) e Minissale & Vaselli (2011).
- ✚ Le acque delle sorgenti di Montesano sulla Marcellana derivano dalla circolazione all'interno del massiccio carbonatico dei Monti della Maddalena. I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Nicotera & De Riso (1969).
- ✚ Le sorgenti Gaudianello scaturiscono dal Monte Vulture e presentano temperature che permettono di definirle da fredde a ipotermali (9.4 - 19.3°C), un pH compreso tra 5.6 e 7.9, un elevato tenore di carbonati, in seguito alla dissoluzione della CO₂ e del weathering delle rocce vulcaniche e, per la gran parte delle emergenze, il principale gas disciolto è l'anidride carbonica (Paternoster, 2004). I dati chimici relativi a queste sorgenti sono stati estrapolati dai lavori di Balderer & Martinelli (1995), Balderer et al. (2000) e Parisi (2009).
- ✚ Le sorgenti di San Teodoro si trovano in una zona interna della catena, dove gli acquiferi principali sono costituiti da depositi terrigeni di flysch. Si tratta quindi di acquiferi meno potenti rispetto a quelli carbonatici. I dati chimici relativi a questa sorgente sono stati estrapolati dai lavori di Ortolani et al. (1981) e Minissale & Vaselli (2011).

3.3.4 IDROGEOCHIMICA DELLE SORGENTI

Dal lavoro di ricerca dei dati chimico-fisici e isotopici delle sorgenti della Campania, è stato possibile creare una tabella contenente 52 record. In Tab. 3.5 sono riportate le sorgenti considerate, i valori di portata e i principali parametri fisico-chimici e isotopici estrapolati dalla letteratura.

Tabella 3.5. Dati da letteratura per 52 sorgenti della Campania.

Spring	Location	Q (l/s)	T (°C)	pH	$\delta^{18}O$ (‰ PDB)	Na (ppm)	K (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Cl (ppm)	SO ₄ (ppm)	HCO ₃ (ppm)	SiO ₂ (ppm)	H ₂ S (ppm)	Sr (ppm)	CO ₂ (ppm)	TDS (ppm)	References	
1	Capo Volturno	6600	11	7.2	-9.9	2.0	0.60	68.00	15.00	2.30	9.80	299.00	6.00	-	0.5	-	397	Minissale, 2004; Minissale & Vaselli, 2011	
2	Lete	400	15	5.9	-	5.00	3.0	339.00	20.50	10.00	5.00	1134.00	16.20	-	-	2542.00	4532	Budetta et al., 1994; Corniello et al., 1999; Minissale, 2004	
3	Terme di Agrippa	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Galli and Naso, 2009
4	Terme Tomassi	0.3	58	6.8	-7.32	257.40	74.40	350.70	18.40	209.60	452.30	563.00	81.40	-	5.50	-	2953	D'Amore et al., 1995; Pentecost and Coletta, 2004; Minissale & Vaselli, 2011	
5	Ferrarelle	-	15	6.1	-6.40	58.00	47.00	600.00	23.00	25.00	5.00	2123.00	98.00	-	2.98	2100.00	2979	Budetta et al., 1994; Minissale, 2004	
6	Trifilisco	2800	13	6.5	-6.70	31.00	9.80	214.00	58.60	64.00	9.00	919.00	20.80	0.48	0.40	225.00	1326	Celico et al., 1980; Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Minissale, 2004	
7	Sinuessa	-	52	6.6	-	651.00	70.00	486.00	18.00	923.00	624.00	1617.00	40.00	-	-	-	-	-	Duchi et al., 1995
8	Mondragone	-	51	6.9	-	690.00	70.40	442.90	93.60	996.40	499.50	1409.6	74.10	-	-	320.00	3500	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996	
9	Grassano	5000	11	6.5	-8.11	7.60	2.20	160.32	22.80	30.00	6.00	568.00	7.00	-	0.02	96.00	804	Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
10	Telese Terme	200	20	6.3	-7.56	106.21	16.03	430.46	68.66	141.81	42.27	1614.48	8.00	18.00	-	716.00	2423	Budetta et al., 1994; Duchi et al., 1995; Harabaglia et al., 2002	
11	Calabritico	668	17	6.8	-6.92	132.00	15.60	245.00	60.00	253.00	31.00	912.00	23.30	0.46	0.74	250.00	1672	Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
12	Mo'frito	554	15	6.7	-6.50	82.00	13.00	187.00	35.00	158.00	6.00	675.00	25.70	0.53	0.50	130.00	1182	Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
13	S. Maria la Foce	3800	11	7.0	-7.40	32.00	9.00	102.90	24.99	58.90	16.00	41.00	22.10	0.55	0.40	30.00	449	Celico et al., 1980; Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
14	Mercato-Palazzo	3000	13	7.2	-7.60	27.50	8.00	99.00	25.00	55.00	10.80	390.00	20.50	0.49	0.30	29.00	450	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
15	S. Marino di L.	1800	13	6.7	-6.90	23.00	11.80	156.70	32.48	43.20	22.60	604.90	26.10	0.50	0.40	120.00	921	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
16	S. Mauro	400	15	7.0	-6.25	26.00	15.00	140.00	33.73	47.97	26.00	548.80	32.60	0.49	0.38	60.00	871	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011	
17	Ornito - Acqua Solfegna	-	14	7.2	-	18.00	4.00	72.00	24.00	21.00	9.00	366.00	4.00	-	-	-	522	Duchi et al., 1995	
18	San Benedetto	500	17	6.6	-	8.50	3.40	13.0	40.00	12.0	18.55	244.00	-	-	-	-	-	Budetta et al., 1994; Anzalone et al 2007	
19	Capasso	Contursi	1	45	6.5	-7.40	687.40	127.60	430.80	138.00	1041.60	215.20	922.80	46.70	1.98	5.40	651.80	3936	Ghiara et al., 1994; Minissale & Vaselli, 2011
20	Rosapepe Pozzo	Contursi	-	41	6.9	-6.50	628.60	85.40	502.80	116.00	855.60	225.40	4160	2.93	5.11	506.00	4225	Ghiara et al., 1994; Balderer and Martinelli, 1995	
21	Cappetta	Contursi	-	28	6.9	-6.40	313.00	55.00	530.00	90.00	393.00	211.00	1842.00	-	5.88	3.52	651.50	3445	Ghiara et al., 1994
22	Acqua sulfurea (P. Querce)	Contursi	20	15	6.9	-7.62	30.00	5.30	242.90	29.20	52.30	13.30	871.80	8.41	0.05	0.47	373.20	802	Celico et al., 1979
23	Volpaccio	Contursi	160	15	6.7	-	24.00	5.0	222.80	28.00	47.50	12.90	791.90	8.24	1.14	0.37	240.00	750	Celico et al., 1979
24	Capo di Fiume	Paestum	800	16	6.7	-6.09	1400.00	53.00	294.00	183.00	2358.00	335.00	781.00	7.70	-	2.98	41.0	545	Celico et al., 1982; Minissale & Vaselli, 2011
25	Montesano	Montesano sulla Marcellana	-	11	7.4	-	3.19	0.80	40.0	14.60	11.90	2.00	189.60	4.32	0.20	0.37	31.80	188	Nicotera and De Riso, 1969
26	Mefite d'Ansanto	Rocca S. Felice	<1	15	5.8	-15.85	196.00	23.00	226.00	103.00	71.00	710.00	683.00	13.00	3.00	2.84	580.00	2028	Ortolani et al., 1981; Duchi et al., 1995; Balderer et al., 2000; Aquino et al., 2006
27	San Teodoro	Villamaina	7	27	6.4	-7.20	51.00	8.00	190.00	60.00	36.00	38.00	95.00	17.00	1.5	0.90	175.50	1314	Ortolani et al., 1981; Minissale & Vaselli, 2011
28	Fonte Gaudianello	Monticchio Bagni	-	19	5.8	-8.69	144.40	39.50	16.58	47.36	37.90	86.70	91.00	97.20	-	-	-	1493	Balderer and Martinelli, 1995; Balderer et al., 2000; Parisi, 2009
29	Seggia d'Orlando	Venafro	128	14	7.9	-	2.76	1.09	43.20	24.20	10.65	2.83	225.70	9.60	-	-	3.00	250	Corniello, 1996; Corniello et al., 1999
30	Prata	Prata Sannita	-	13	7.6	-	3.00	0.35	43.20	21.80	14.60	3.26	209.84	6.30	-	-	3.00	160	Corniello, 1996
31	Torano	Piedimonte Matese	2270	12	7.5	-	2.30	0.90	51.00	16.94	5.68	2.21	239.73	5.50	-	-	3.00	200	Corniello, 1996; Allocca et al., 2009
32	Sauceto	Sorbo Serpico	200	11	7.1	-	10.40	8.70	54.00	3.20	14.20	3.80	171.30	-	-	-	-	225	Budetta et al., 1994; Celico et al., 1994; Corniello, 1996
33	Baiardo	Montemarano	250	13.4	7.8	-	8.97	5.08	51.0	14.59	22.34	3.17	209.90	-	-	-	-	225	Corniello, 1996; Aquino et al., 2006
34	Urciuoli	Serino	1200	12	7.4	-	8.97	3.13	56.91	7.42	9.93	9.13	209.30	-	-	-	-	201	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Aquino et al., 2006
35	Acquaro-Pelosi	Serino	800	11.2	7.4	-	8.74	3.91	54.31	10.46	9.22	9.13	219.00	-	-	-	-	221	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Aquino et al., 2006
36	Pollentina	Cassano Irpino	935	10.3	7.7	-8.50	9.89	5.86	66.93	5.47	14.18	10.09	217.20	-	traces	0.13	8.50	210	Ortolani et al., 1981; Corniello, 1996; Aquino et al., 2006
37	Peschiera	Cassano Irpino	243	10.6	7.6	-8.50	8.51	3.52	75.55	7.54	15.96	28.82	223.30	-	traces	0.12	8.90	229	Ortolani et al., 1981; Corniello, 1996; Aquino et al., 2006
38	Bagno della Regina	Cassano Irpino	1080	10.2	7.6	-8.60	5.50	2.20	66.00	3.50	12.40	7.50	200.70	-	traces	0.11	8.50	204	Ortolani et al., 1981; Corniello, 1996; Aquino et al., 2006
39	Caposele	Caposele	4100	9	7.6	-7.92	3.90	140	50.20	6.10	12.00	3.20	175.00	6.50	traces	0.10	23.50	140	Celico et al., 1979; Ortolani et al., 1981; Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
40	Piceglie	Senerchia	300	8	7.5	-	2.60	140	46.20	9.70	12.00	2.00	183.50	5.10	0.07	0.13	5.20	162	Celico et al., 1979; Ortolani et al., 1981; Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
41	Quaglietta	Quaglietta	3000	10	7.4	-	3.20	110	76.30	14.60	14.30	6.70	293.30	4.30	0.30	0.08	18.00	265	Celico et al., 1979
42	Vanacore	Castellammare	2	15	6.5	-	1720.00	70.40	306.60	197.00	3330.00	305.00	663.90	29.35	127	2.76	150.56	-	Piscopo et al., 2000
43	Pertosa	Pertosa	100	12	7.2	-7.32	5.11	180	56.20	13.40	20.60	2.40	225.00	6.72	0.22	0.08	4.60	205	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996; Minissale & Vaselli, 2011
44	Castelcivita	Castelcivita	1500	16	7.2	-	7.40	150	90.30	11.00	2140	6.10	311.00	7.40	-	0.31	44.00	456	Guida et al., 1980; Santo, 1993; Celico et al., 1994; Minissale, 2004
45	Auso	S. Angelo a Fasanella	1000	11	7.8	-	5.46	0.98	62.20	3.70	13.50	6.10	195.70	3.23	-	0.29	44.80	168	Budetta et al., 1994; Celico et al., 1994; Corniello, 1996
46	Fontanella Sottana	Monte S. Giacomo	300	13	7.4	-	3.45	1.03	66.20	7.30	13.50	2.00	219.50	6.05	-	-	6.70	179	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
47	Fontanella Soprana	Monte S. Giacomo	800	12	7.3	-7.80	3.38	110	64.20	7.30	14.20	4.10	219.50	5.63	0.10	-	5.10	197	Celico et al., 1982; Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
48	Riofreddo	Monte S. Giacomo	700	13	7.3	-7.50	3.25	0.87	56.00	8.25	11.60	2.90	201.20	2.88	0.07	-	9.20	185	Celico et al., 1982; Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
49	Bussento - Varco la Peta	Morigerati	300	9	7.2	-	2.55	0.64	54.60	3.80	10.60	2.40	168.70	3.55	-	-	3.10	168	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
50	Fistole del Faraone	Pruno	400	11	7.2	-	3.25	0.59	60.0	5.95	11.90	2.60	196.80	3.28	-	-	3.60	180	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996
51	Le 12 Fistole	Caselle in Pittari	1500	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	168	Budetta et al., 1994
52	Morigerati	Morigerati	1500	13	6.9	-	4.03	120	63.60	13.00	3.00	231.70	5.62	-	-	-	10.20	211	Budetta et al., 1994; Corniello, 1996

Per cercare di comprendere il motivo della deposizione di travertino per alcune sorgenti e, viceversa, della mancata deposizione per altre, sono stati confrontati i dati chimici delle sorgenti organizzandole in due gruppi: il Gruppo A comprende le sorgenti caratterizzate da precipitazione di travertino (o comunque che potrebbero esserne state responsabili) mentre il Gruppo B comprende sorgenti che non presentano precipitazione. I due gruppi sono stati distinti numerando le sorgenti in ordine crescente da N verso S e prendendo in considerazione prima le sorgenti del gruppo A (sorgenti da n.1 a n. 28) e poi le sorgenti del gruppo B (da n.29 a n.52) (Fig. 3.68).

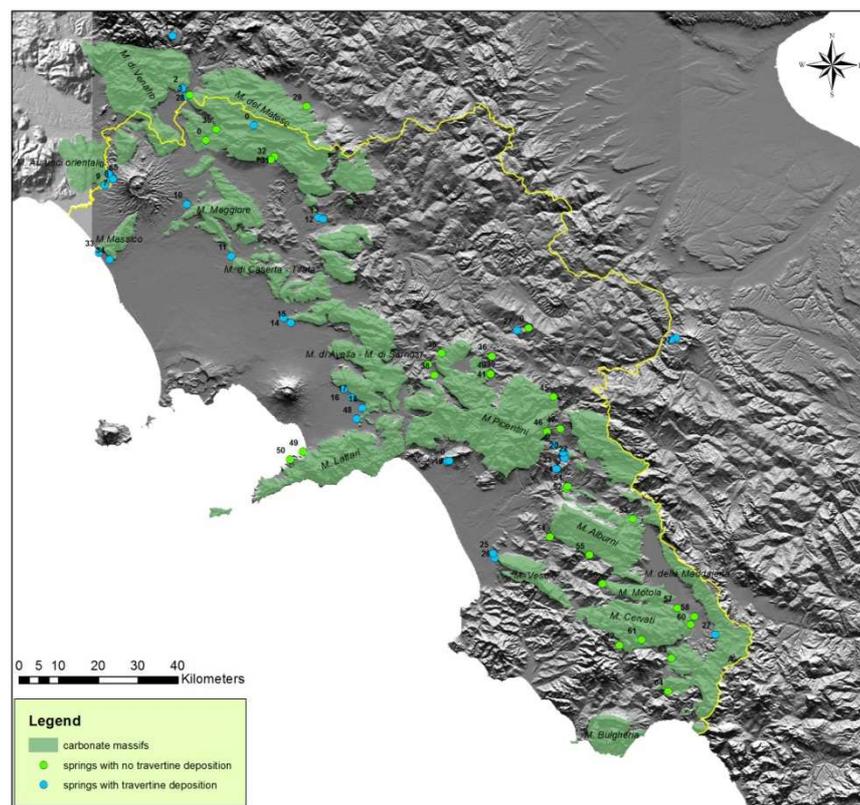


Figura 3.68. Principali sorgenti della Campania suddivise in base alla deposizione di travertino.

Al Gruppo A appartengono anche due sorgenti che non mostrano deposizione di mtb e che non l'hanno mostrata in passato ma che sono state incluse per un motivo geografico: San Benedetto e Grassano; queste emergenze si trovano a ridosso di aree in cui sono presenti importanti corpi di travertino, anche se mostrano delle caratteristiche chimico-fisiche che suggeriscono un'appartenenza al gruppo B. Da un'analisi dei dati esistenti in letteratura si può osservare che per le sorgenti considerate sono presenti soprattutto dati idrochimici mentre mancano per la gran parte delle sorgenti dati isotopici del carbonio; sono presenti, invece, per un numero maggiore di sorgenti, i dati di concentrazione isotopica

dell'ossigeno. Alle sorgenti del gruppo A risultano spesso associate emissioni gassose che, nel complesso, presentano come gas principali CO_2 e H_2S .

I dati estrapolati dalla bibliografia per le sorgenti della regione Campania sono stati plottati in diagrammi allo scopo di poterne analizzare i trends. In primo luogo è possibile osservare che la gran parte delle acque delle sorgenti considerate, che costituiscono i principali recapiti della regione, possono essere classificate come bicarbonato calciche, dalla distribuzione dei punti sul diagramma classificativo di Piper (Fig. 3.69). I diagrammi ternari per gli anioni e i cationi mettono in evidenza che la maggior parte delle sorgenti analizzate sono rispettivamente a bicarbonato e a calcio prevalente. Questo rispecchia la natura carbonatica degli acquiferi. Rispetto a questa tendenza, si distinguono le sorgenti Capodifiume (Capaccio) e Vanacore che, per gli alti contenuti in $\text{Na} + \text{K}$ e Cl sono classificabili come cloruro alcaline.

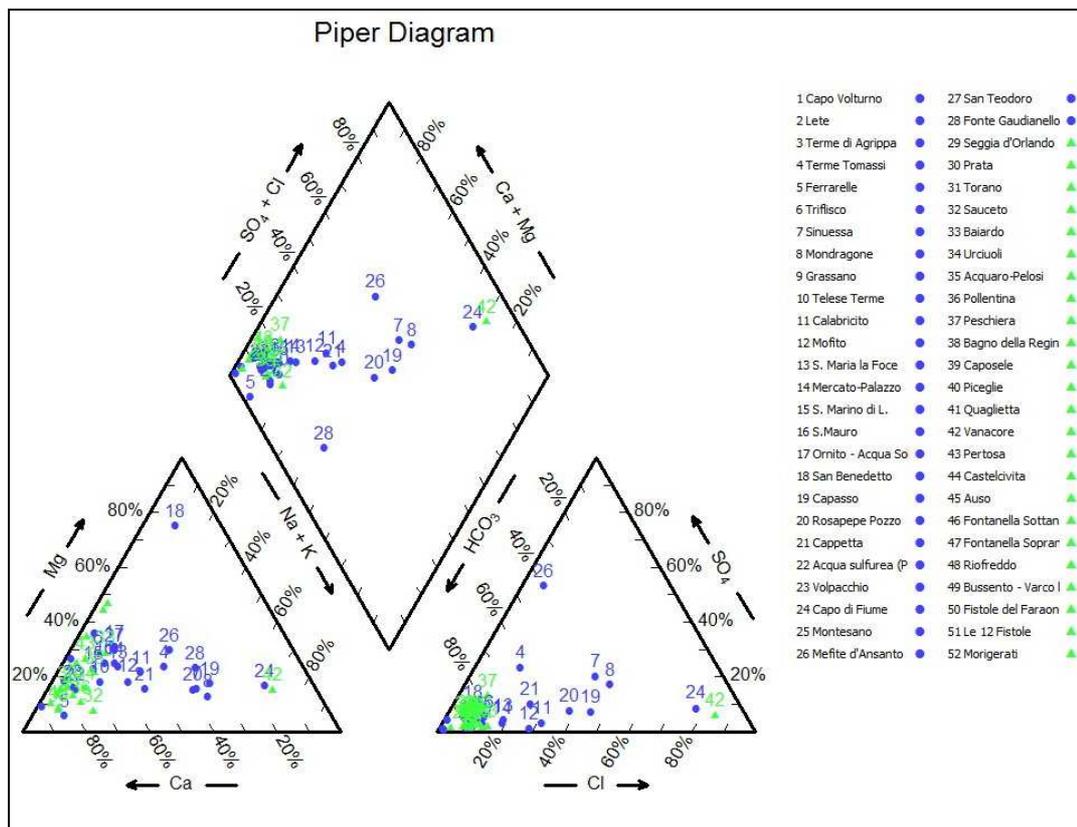


Figura 3.69. Diagramma classificativo di Piper relativo alle acque delle sorgenti considerate. Punti blu: Gruppo A; punti verdi: Gruppo B.

L'ipotesi più accettata è che le acque sorgive di Paestum derivino dal mescolamento di acque bicarbonato-calciche derivanti dall'idrostruttura del M. Cervati - M. Vesole con

acque marine fossili che sono state intrappolate nel massiccio di Monte Soprano Monte Vesole per effetto dei moti eustatici registrati nel Quaternario. In questo periodo infatti la linea di riva si sarebbe spostata molto nell'entroterra, fino a lambire il massiccio stesso, evidenza confermata dai cordoni dunari più interni (Ponte Barizzo, Masseria Stregara, Gromola). Nel diagramma ternario degli anioni si nota il campione n.26 (Mefite d'Ansanto), che presenta alti tenori relativi in solfati mentre nel diagramma dei cationi il campione n.18 (San Benedetto) si distingue dagli altri per un elevato tenore in magnesio.

È stato inoltre possibile classificare le sorgenti considerate in base alla temperatura delle acque all'emergenza e al contenuto di sali disciolti (TDS). Distinguiamo (Fig. 3.70):

- sorgenti termominerali ($T > 20^{\circ}\text{C}$ e $\text{TDS} > 200$ ppm) tra le quali si riconoscono le sorgenti di Suio, Telesse, Mofito, Mercato Palazzo, Capasso, Rosapepe, Cappetta, Sinuessa e Mondragone;
- sorgenti fredde minerali ($\text{TDS} > 200$ ppm e $T < 20^{\circ}\text{C}$) tra le quali si annoverano Capovolturmo, Riardo, Triflisco, Grassano, Calabricito, S. Maria la Foce, S. Marina di Lavorate e San Benedetto;
- sorgenti oligominerali ($\text{TDS} < 200$ mg/l), che comprendono le sorgenti non incluse nei gruppi precedenti.

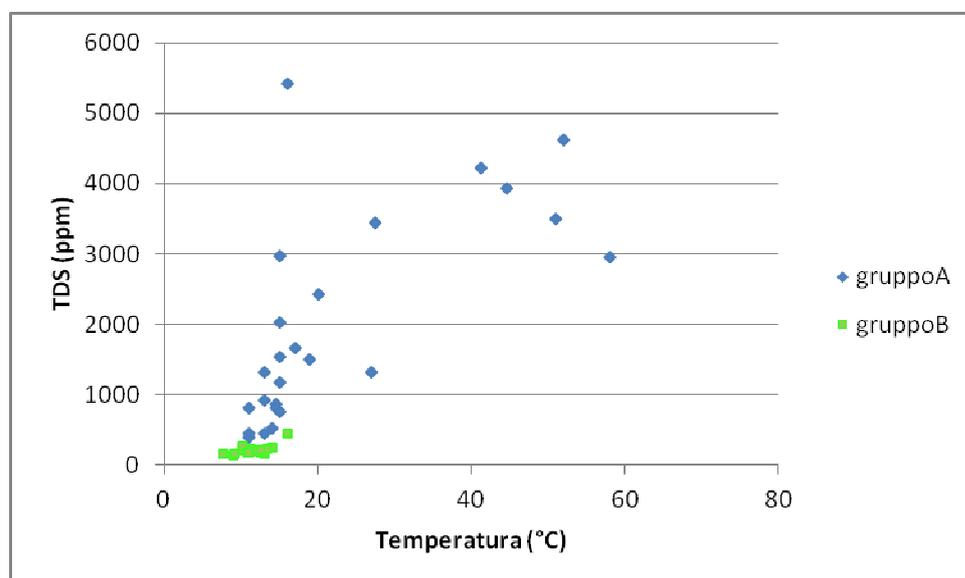


Figura 3.70. Diagramma temperatura /TDS.

Dall'analisi dei dati chimico-fisici raccolti si è osservato che le sorgenti appartenenti ai due gruppi presentano valori di portata confrontabili (Fig. 3.71). Inoltre le sorgenti del Gruppo

A presentano una temperatura alla sorgente mediamente più elevata ($T_{\text{media}} = 22^{\circ}\text{C}$ vs 11°C) e un pH mediamente più basso ($\text{pH}_{\text{medio}} = 6.70$ vs 7.33) rispetto a quelle del Gruppo B (figg. 3.72-3.73). Inoltre le sorgenti del gruppo A presentano una mineralizzazione maggiore, con valori medi del Total Dissolved solids (TDS) che permettono di classificarle come minerali ($\text{TDS} > 1000$ ppm) e mediominerali ($200 < \text{TDS} < 1000$ ppm) (Fig. 3.74) e un maggiore contenuto in H_2S e CO_2 (figg. 3.83-3.85). Le sorgenti del gruppo B invece possono essere classificate come oligominerali e mediominerali con valori del TDS compresi tra 140 e 456 ppm (Fig. 3.73). Questo trend si riscontra, naturalmente, anche nelle concentrazioni dei singoli elementi chimici principali: Na (Fig. 3.75), K (Fig. 3.76), Ca (Fig. 3.77), Mg (Fig. 3.78), Cl (Fig. 3.79), SO_4 (Fig. 3.80), HCO_3^- (Fig. 3.81), SiO_2 (Fig. 3.82), H_2S (3.83), Sr (Fig. 3.84), CO_2 (Fig. 3.85). In particolare è interessante notare che le sorgenti di entrambi i gruppi presentano una concentrazione in $[\text{Ca}^{2+}]$ e in $[\text{HCO}_3^-]$ elevati, in accordo con i percorsi delle acque in acquiferi di tipo carbonatico. Anche in questo caso, tuttavia, la concentrazione di tali specie chimiche risulta notevolmente maggiore nelle acque del gruppo A, come anche la concentrazione del biossido di carbonio. La concentrazione dei silicati in genere aumenta proporzionalmente con la temperatura (Pentecost, 2005). Inoltre Rowie et al (1973) riportano di sorgenti calde alcaline in Wyoming con elevate concentrazioni in silice e a volte deposizione di travertino. La concentrazione dello Stronzio (Fig. 3.84) è maggiore per le sorgenti del gruppo A rispetto alle sorgenti del gruppo B. Generalmente questo elemento non è presente in concentrazioni elevate, ma la sua solubilità è controllata dalla presenza di anidride carbonica.

L'analisi dei dati chimico-fisici mostra due popolazioni di sorgenti caratterizzate da una netta distinzione in termini di mineralizzazione. Secondo lo schema proposto da Pentecost (2005), le sorgenti studiate, caratterizzate dalla precipitazione di travertino (gruppo A), presentano una distribuzione dei valori confrontabile con le *thermogene source waters*, mentre le sorgenti che non depongono (gruppo B) presentano una distribuzione dei valori che sembra rispecchiare quella delle *meteogene source waters*.

Ovviamente sono presenti alcuni dati che non rientrano a pieno in questo raggruppamento. Notiamo per esempio che le sorgenti di Rocchetta al Volturno e Pontecagnano, nonostante siano associate o sitrovino in prossimità di estesi corpi di travertino, presentano un chimismo tipico di acque carsiche con un'origine della CO_2 di tipo esclusivamente organico. Queste anomalie vanno ricercate nel fatto che spesso antichi corpi di travertino

non sono precipitati dalle sorgenti che attualmente osserviamo nell'area oppure che le analisi delle acque disponibili in letteratura siano state eseguite su sorgenti diverse o con un chimismo differente dalle originarie acque parentali che hanno generato i travertini. In altri casi (e.g. Castellammare, Mondragone) osserviamo la coesistenza di acque sorgentizie mineralizzate con temperature elevate e la deposizione di piccoli corpi di travertino (Mondragone) o addirittura, nessuna deposizione (Castellammare). Le cause di queste anomalie potrebbero essere ricondotte al fatto che le emergenze sono molto prossime al mare e ciò potrebbe avere inibito la formazione dei travertini.

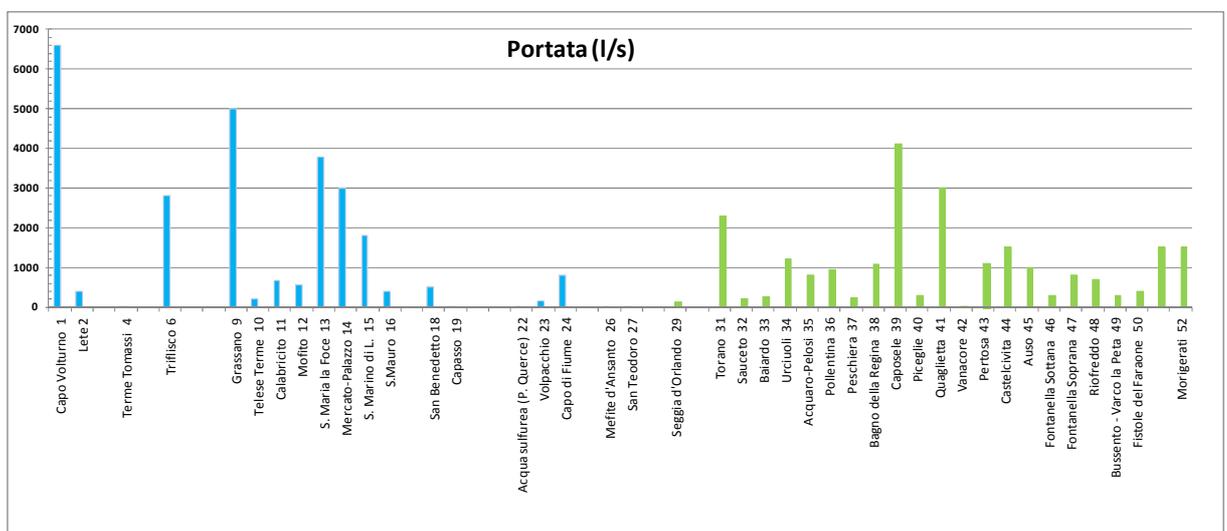


Figura 3.71. Valori della portata per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

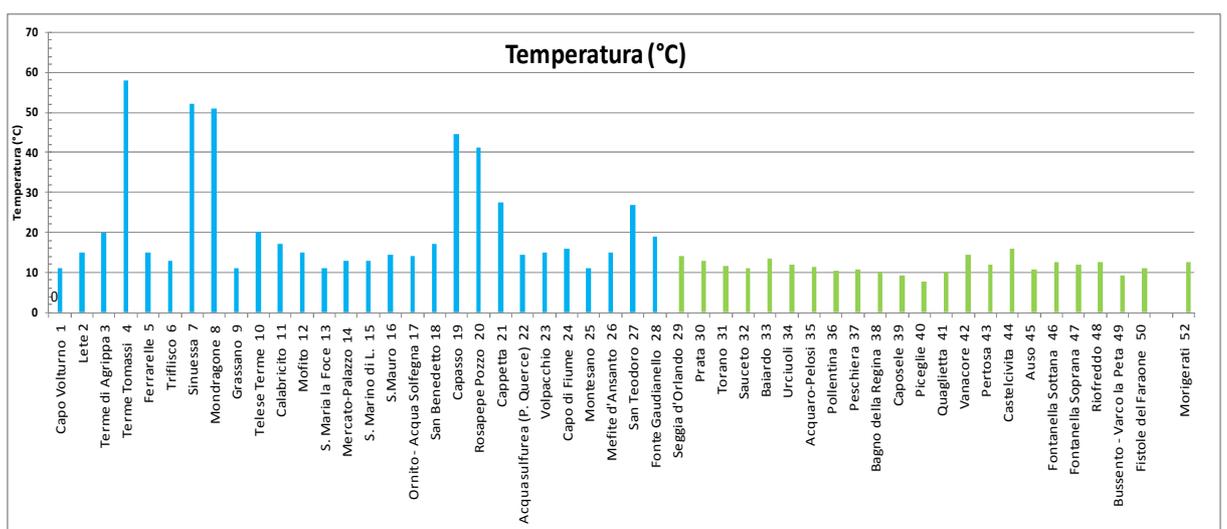


Figura 3.72. Valori di temperatura per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

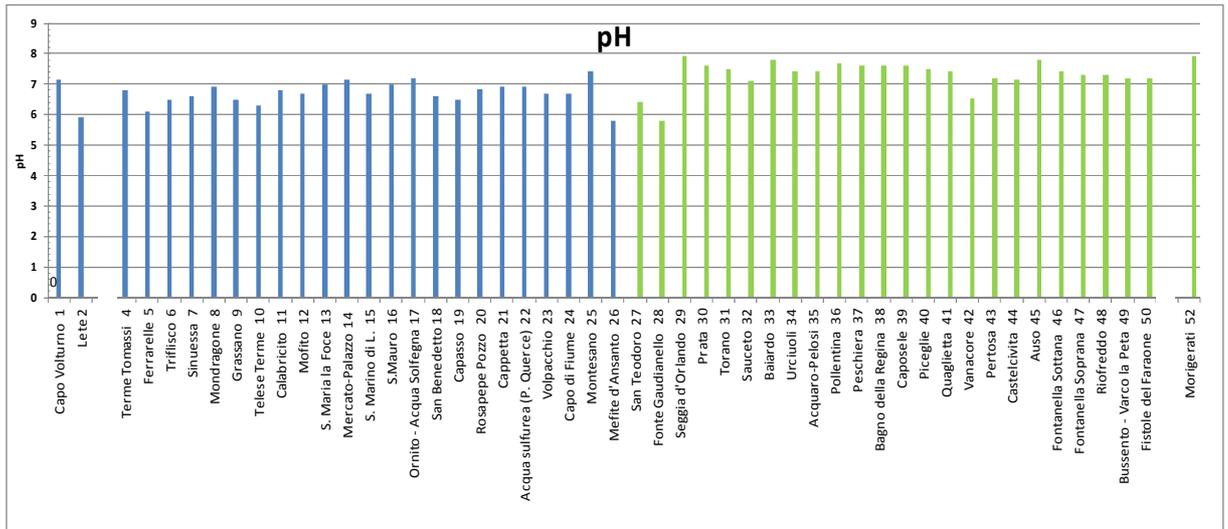


Figura 3.73. Valori del pH per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

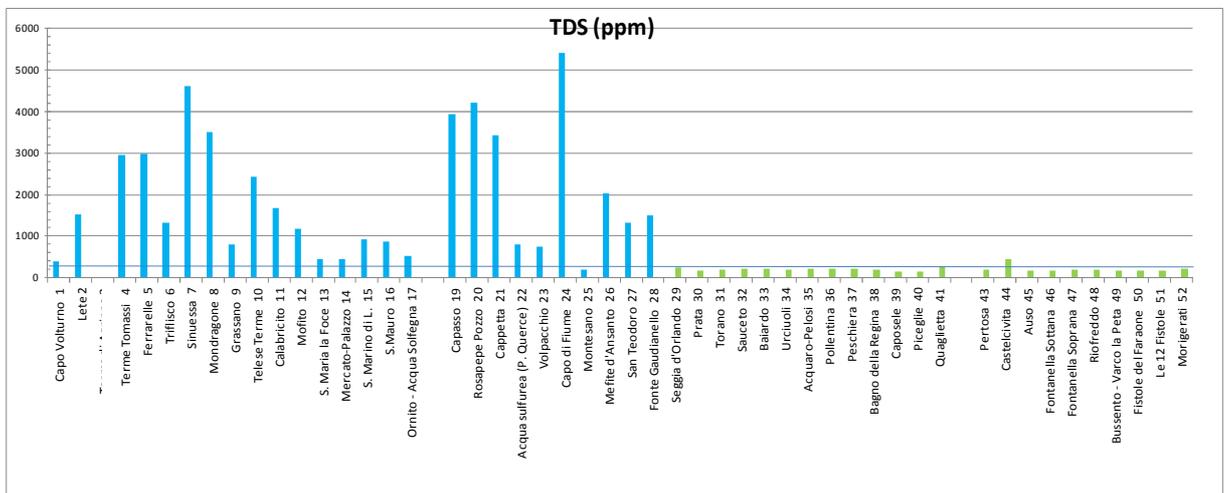


Figura 3.74. Valori di TDS per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

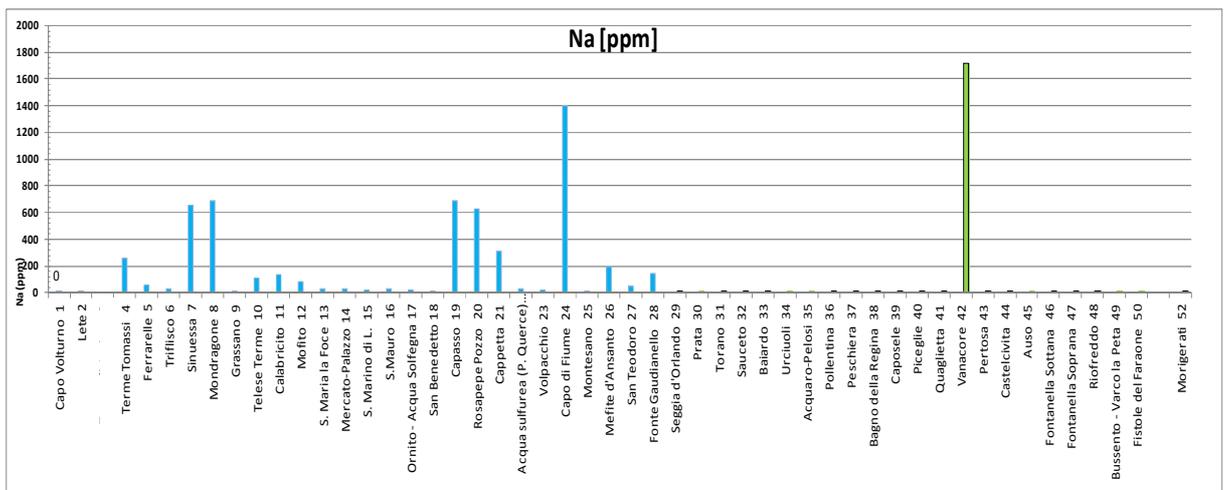


Figura 3.75. Valori di concentrazione di [Na+] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

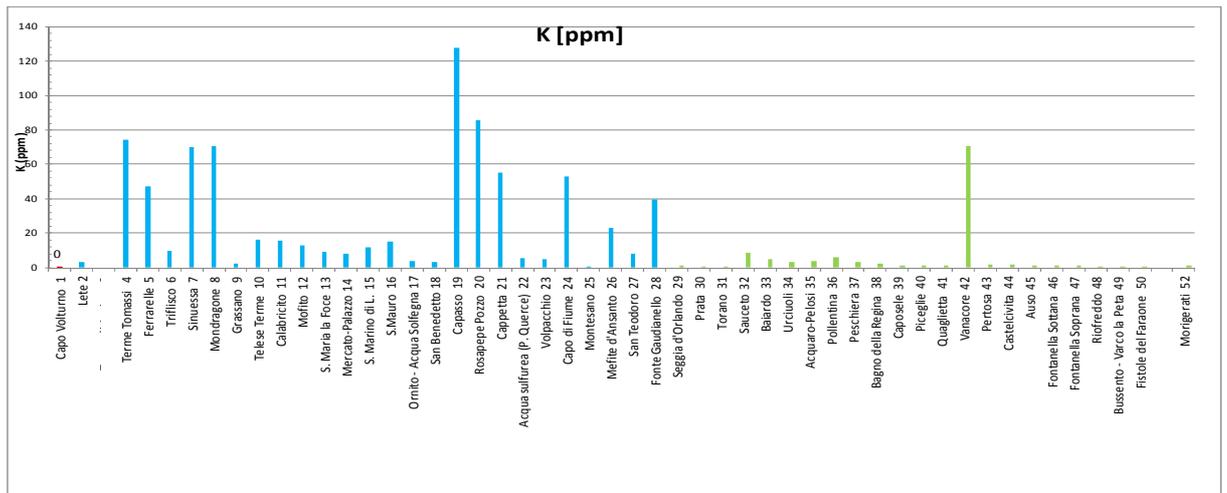


Figura 3.76. Valori di concentrazione di [K+] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

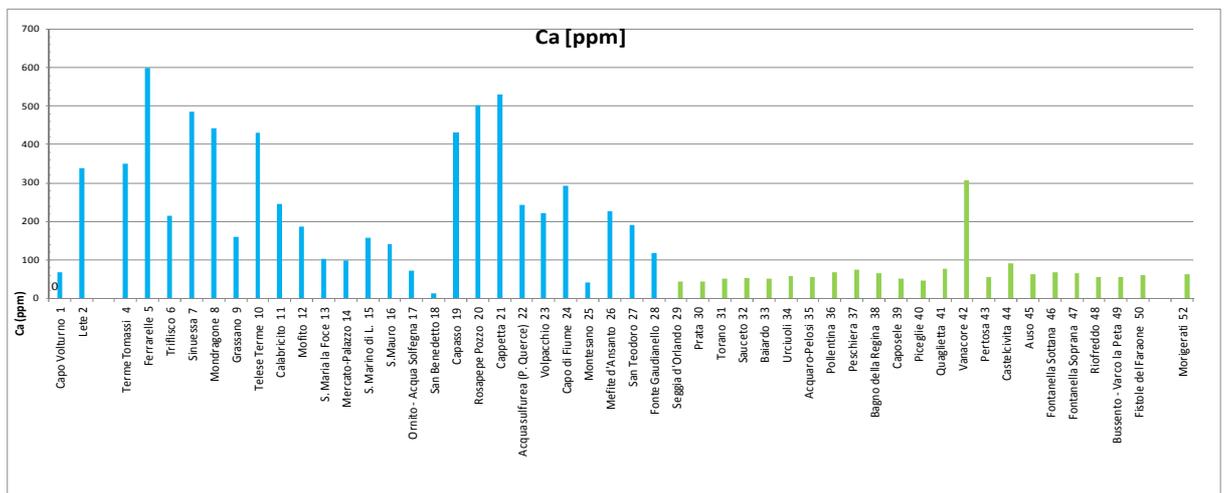


Figura 3.77. Valori di concentrazione di [Ca++] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

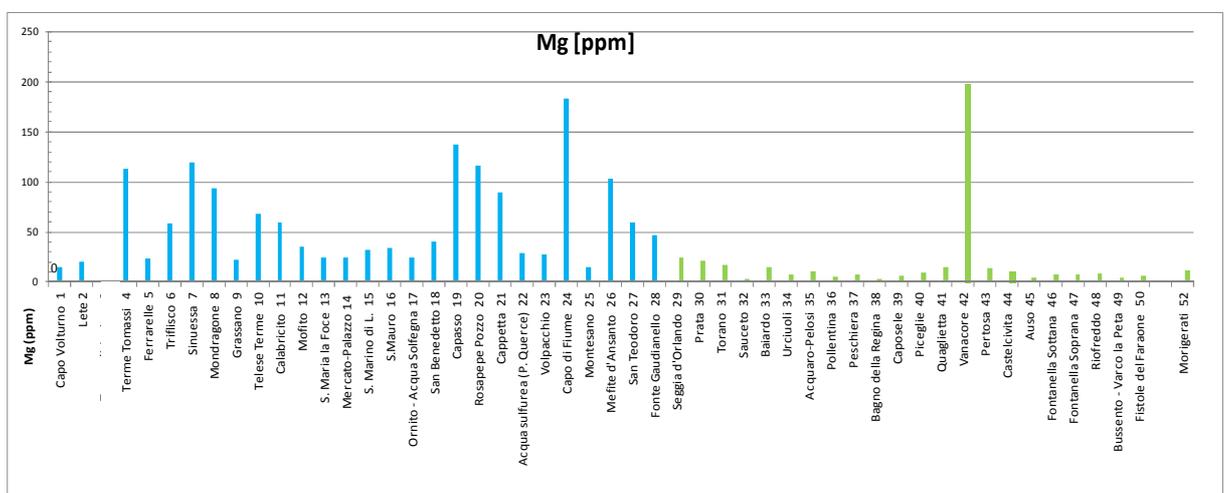


Figura 3.78. Valori di concentrazione di [Mg++] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

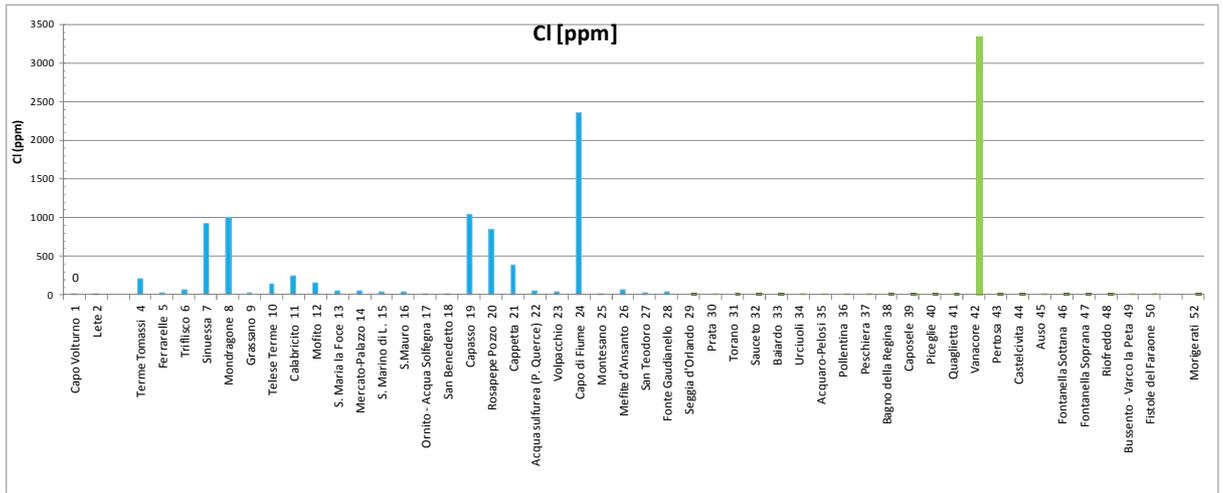


Figura 3.79 Valori di concentrazione di [Cl-] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

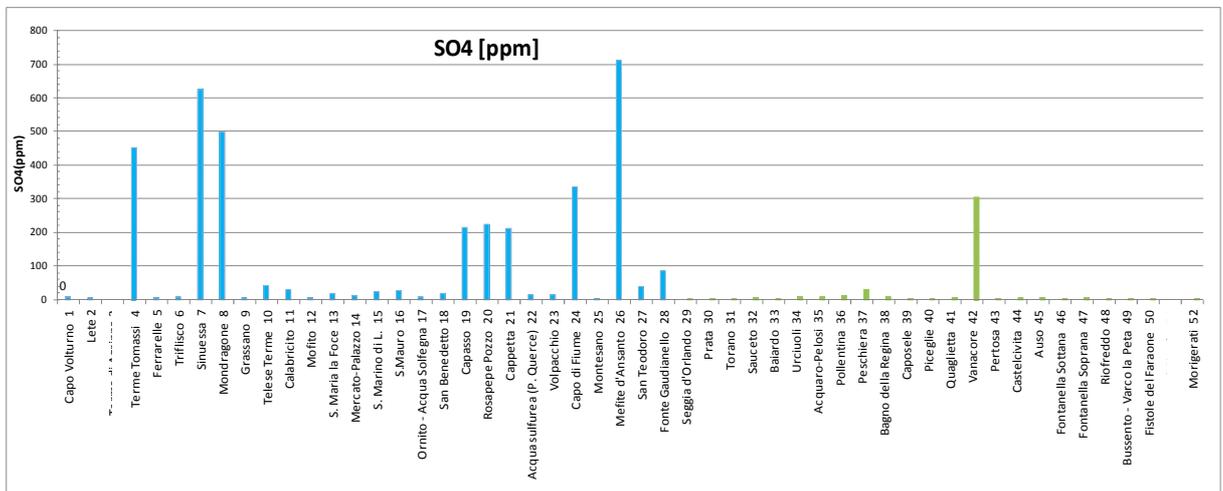


Figura 3.80. Valori di concentrazione di [SO₄] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

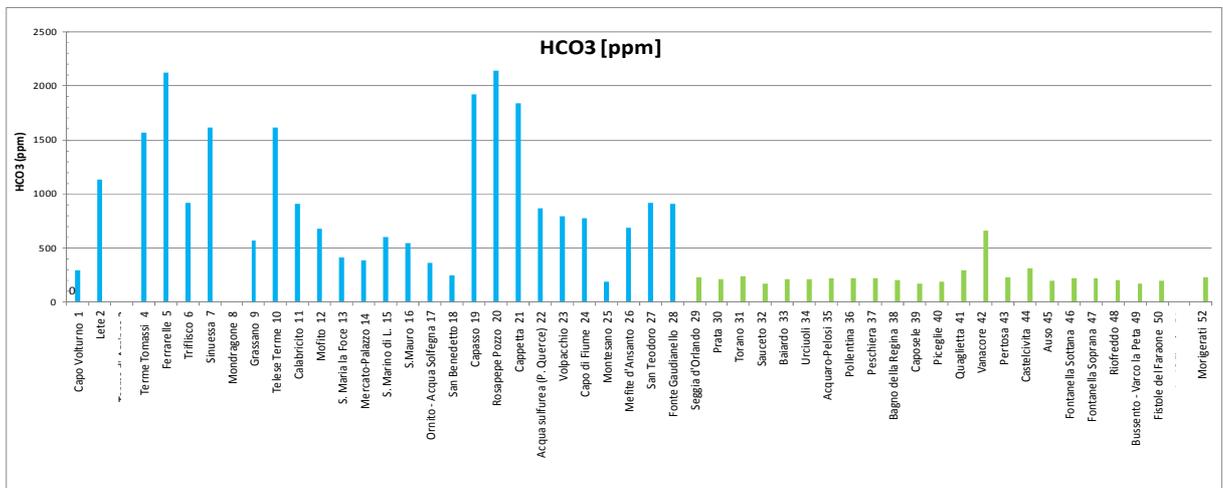


Figura 3.81. Valori di concentrazione di [HCO₃] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

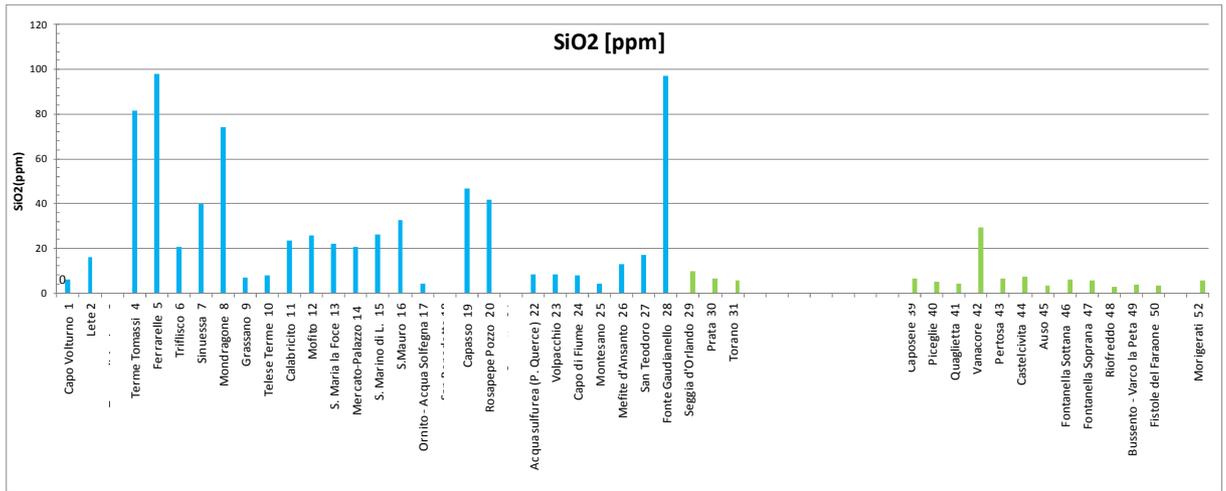


Figura 3.82. Valori di concentrazione di [SiO₂] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

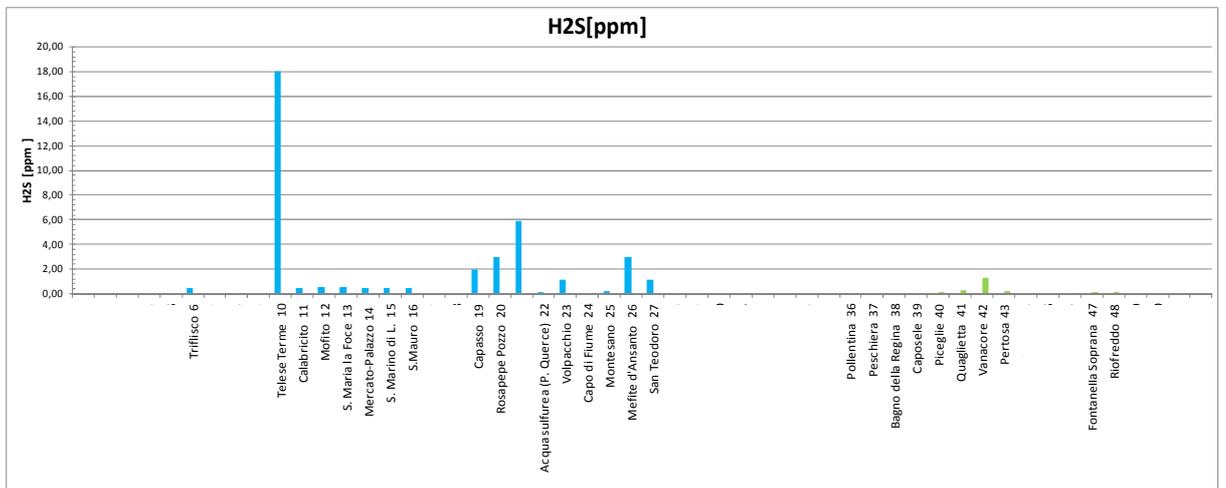


Figura 3.83. Valori di concentrazione di [H₂S] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

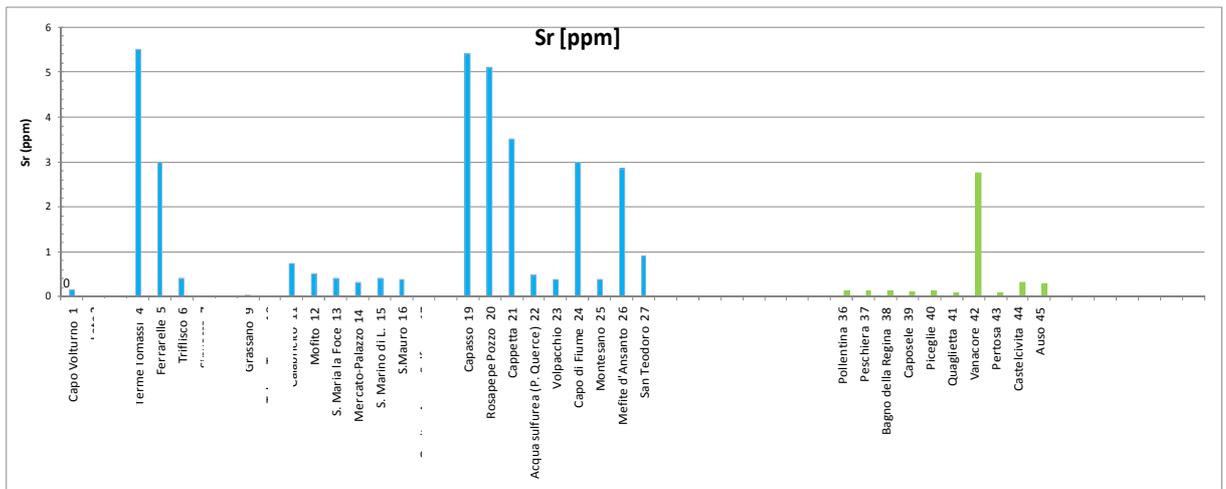


Figura 3.84. Valori di concentrazione di [Sr] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

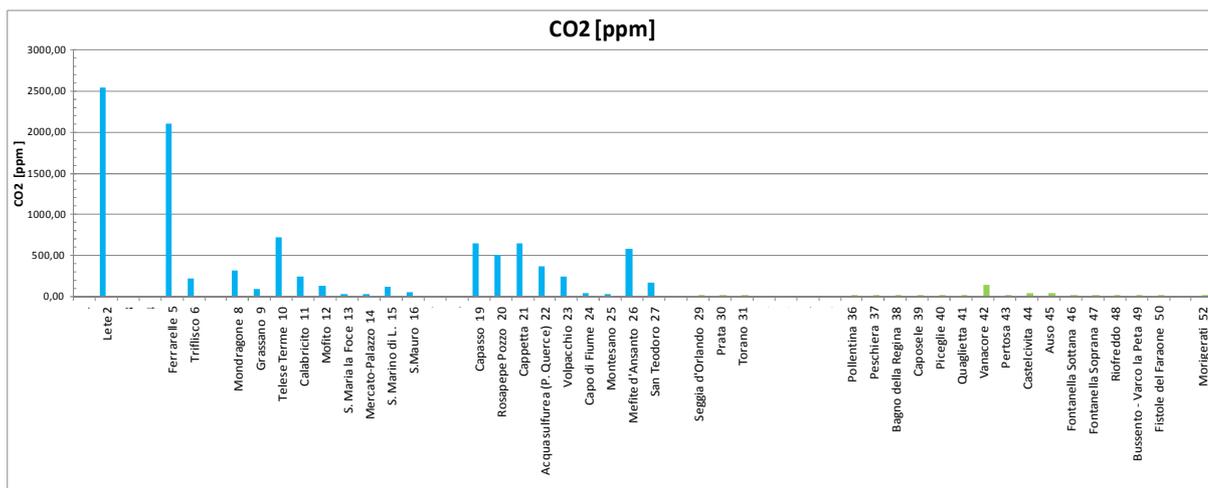
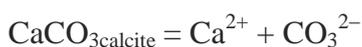


Figura 3.85. Valori di concentrazione di [Sr] per le sorgenti considerate. Azzurro: Gruppo A; Verde: Gruppo B.

3.3.5 CALCOLO DELL'INDICE DI SATURAZIONE RISPETTO ALLA CALCITE

La tendenza che una soluzione presenta rispetto alla precipitazione dei minerali disciolti o alla dissoluzione degli stessi dalle rocce con cui viene in contatto è una funzione di diversi parametri, tra cui la temperatura, e viene stimata mediante l'Indice di Saturazione (S.I.). Esso, rispetto alla calcite, esprime la tendenza che le soluzioni hanno a "depositare" CaCO_3 o a dissolverlo dalle rocce con cui entrano in contatto.

Il $\text{SI}_{\text{calcite}}$ viene calcolato sulla base delle costanti d'equilibrio delle reazioni di dissoluzione della fase minerale e le concentrazioni, o più precisamente le attività, delle specie in soluzione. Ad esempio, consideriamo la seguente reazione di dissoluzione della calcite pura:



$$\text{IAP} = \{ \text{H} \} \{ \text{CO}_3 \}^{2-}$$

dove tra parentesi graffa indichiamo le attività.

Definiamo $\text{S.I.} = \log (\text{IAP}/\text{Kcc})$.

dove Kcc indica la costante d'equilibrio della reazione alla temperatura e alla pressione a cui si trova la soluzione.

Se il valore dell'indice di saturazione risulta essere prossimo a zero la soluzione è in equilibrio rispetto ai minerali disciolti; se il valore dell'indice di saturazione è positivo la soluzione è sovrasatura e tendenzialmente incrostante mentre se il valore dell'indice di saturazione è negativo la soluzione risulta sottosatura e pertanto tende a dissolvere il minerale dalle rocce.

Tabella 3.6. Valori degli Indici di saturazione della calcite calcolati con il software PHREEQC.

n°	Spring	Location	SIcalcite
1	Capo Voltorno	Rocchetta al	-0,15
2	Lete	Pratella	-0,28
3	Terme di Agrippa	Venafro	
4	Terme Tomassi	Suio	1,15
5	Ferrarelle	Riardo	0,33
6	Triflisco	Triflisco	0,02
7	Sinuessa	Mondragone	0,97
8	Mondragone	Mondragone	1,18
9	Grassano	Telese	-1,21
10	Telese Terme	Telese	0,36
11	Calabricito	Cancello	0,40
12	Mofito	Cancello	0,08
13	S. Maria la Foce	Sarno	-0,09
14	Mercato-Palazzo	Sarno	0,11
15	S. Marino di L.	Sarno	0,45
16	S.Mauro	Sarno	0,20
17	Ornito - Acqua	Pontecagnano	-0,02
18	San Benedetto	Pontecagnano	-1,46
19	Capasso	Contursi	0,84
20	Rosapepe Pozzo	Contursi	1,29
21	Cappetta	Contursi	1,14
22	Acqua sulfurea	Contursi	0,49
23	Volpacchio	Contursi	0,22
24	Capo di Fiume	Paestum	0,11
25	Montesano	Montesano sulla	-0,34
26	Mefite d'Ansanto	Rocca S. Felice	-0,89
27	San Teodoro	Villamaina	0,06
28	Fonte	Monticchio Bagni	-0,86
29	Seggia d'Orlando	Venafro	0,28
30	Prata	Prata Sannita	-0,05
31	Torano	Piedimonte	-0,04
32	Sauceto	Sorbo Serpico	-0,55
33	Baiardo	Montemarano	0,22
34	Urciuoli	Serino	-0,14
35	Acquaro-Pelosi	Serino	-0,16
36	Pollentina	Cassano Irpino	0,20
37	Peschiera	Cassano Irpino	0,16
38	Bagno della	Cassano Irpino	0,07
39	Caposele	Caposele	-0,11
40	Piceglie	Senerchia	-0,24
41	Quaglietta	Quaglietta	0,07
42	Vanacore	Castellammare	-0,18
43	Pertosa	Pertosa	-0,32
44	Castelcivita	Castelcivita	0,05
45	Auso	S. Angelo a	0,25
46	Fontanella	Monte S. Giacomo	-0,05
47	Fontanella	Monte S. Giacomo	-0,17
48	Riofreddo	Monte S. Giacomo	-0,25
49	Bussento - Varco	Morigerati	-0,48
50	Fistole del	Pruno	-0,36
51	Le 12 Fistole	Caselle in Pittari	
52	Morigerati	Morigerati	-0,54

CAPITOLO 4. CAMPIONAMENTO E ANALISI DI LABORATORIO

In questo capitolo sono riportati i risultati degli studi geochimici e petrografici effettuati sui travertini della Campania. Questa parte dello studio è stata finalizzata ad indagare le caratteristiche tessiturali e geochimiche dei travertini al fine di definirne la genesi e i rapporti tra mineralizzazione delle acque e quadro geo-strutturale. L'obiettivo è quello di chiarire se e in quale misura gli apporti endogeni contribuiscono alla mineralizzazione delle acque e, quindi, alla precipitazione di travertino.

Analisi petrografiche e degli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno sono state condotte non su tutti i corpi di travertino della Campania ma solo su quelli selezionati che in totale corrispondono a 20 areali di affioramento di cui 18 formati tra il Pleistocene superiore e l'Olocene (Rocchetta a Volturno, Ro; Venafro, Santa Cristina-Armieri Vs, Agrippa, Va; Suio, Su; Minturno, Mi; Telese, Te, Amorosi, Am; Riardo, Ri; Triflisco, Tr; Sarno, Sa; Villamaina, Vi; Contursi, Co; Monticchio Bagni, Mc; Pontecagnano Malche, Ma, Faiano, Fa; Paestum, Porta Marina, Pa, Capasso, Ca) e 2 formati nel Pleistocene medio (Lioni, Li; Montesano sulla Marcellana, Mm). Le analisi hanno riguardato inoltre n. 4 depositi di travertino di dimensioni limitate (non mappabili), depositi in prossimità di sorgenti fredde minori o di alta quota (Acqua delle Panicare, Ap; Cetara, Ce; Agerola, Ag; Campora, Cm), e 1 deposito di travertino non mappabile in formazione presso le sorgenti basali di Mondragone (Mo). Per le aree in cui si ha deposizione attiva e fossile si è proceduto al campionamento sia dei depositi fossili che di quelli in formazione; questo è stato fatto per 4 areali di affioramento, che comprendono: Venafro, Suio, Telese, Triflisco, Paestum, Contursi Bagni e Monticchio Bagni. Inoltre nell'ambito dello stesso affioramento si è deciso di campionare lungo la verticale stratigrafica sulla base della distinzione delle facies affioranti. Ciò è stato fatto per 4 affioramenti, rispettivamente a Venafro Armieri (Vs1-Vs2), Venafro Santa Cristina (Vs3,Vs4), Venafro Agrippa (Va1, Va2) e Contursi (Co1, Co2, Co3). Sono state preparate sezioni sottili, per analisi petrografiche al microscopio ottico, e polveri per le analisi isotopiche del carbonio e dell'ossigeno. Per le metodologie impiegate si rimanda al cap. 1.

In Tab. 4.1 è riportato l'elenco dei campioni prelevati in campagna, con indicazione della localizzazione degli affioramenti, della presenza di deposizione attiva,

dell'eventuale appartenenza dei campioni alla stessa successione deposizionale e delle analisi effettuate; in Fig. 4.1 gli areali di campionamento.

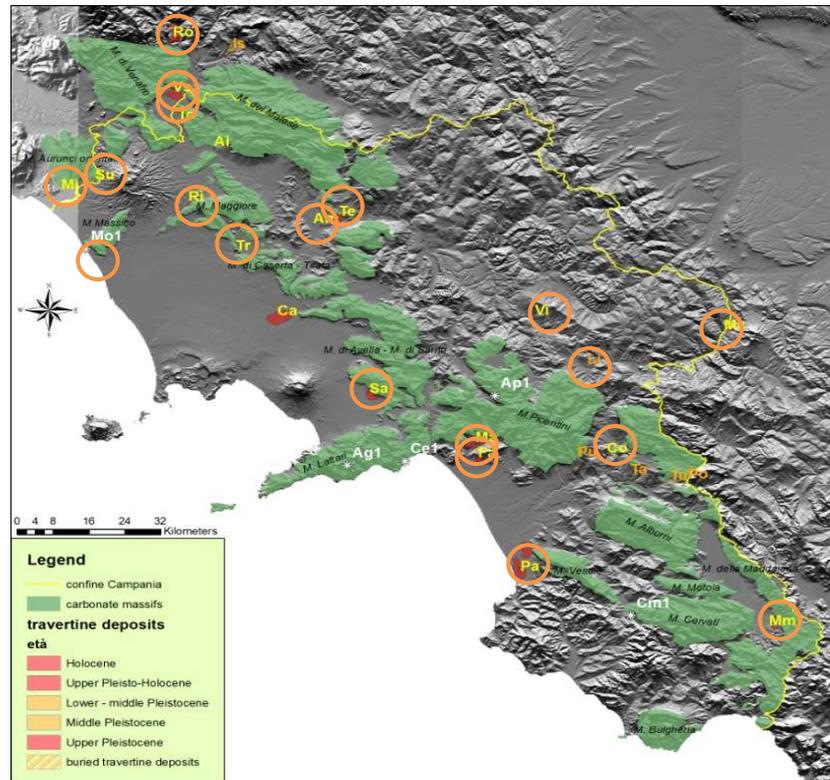


Figura 4.1. Areali di campionamento dei travertini della Campania.

Tabella 4.1. Campionamento.

Località	affioramento	codice campioni	coordinate		sezioni sottili	analisi isotopiche
			latitudine	longitudine		
Mappable travertine bodies associated with carbonate deposits						
Rocchetta a Volturno		Ro1	41° 39' 21.26"	14° 3' 39.14"	X	X
Venafro	affioramento scavo casa in costruzione	Vs1	41°29'37,718"N	14°4'27,664"E	X	X
Venafro	affioramento scavo casa in costruzione	Vs2			X	X
Venafro	Santa Cristina	Vs3	41°29'13,027"N	14°5'18,218"E	X	X
Venafro	Santa Cristina	Vs4			X	X
Venafro	Agrippa Antichi	Va1	41°30'7,789"N	14°6'56,183"E	X	X
Venafro	Agrippa Antichi	Va2			X	X
Venafro	Agrippa	Va3	41°30'1,14"N	14°6'56,159"E	X	X
Venafro	sorgente sulfurea	Va4 #	41°30'1,737"N	14°6'55,751"E	X	X
Suio	Piscine Luval	Su1 #	41°19'37,079"N	13°52'46,19"E	X	X
Suio	Terme Tomassi	Su2 #	41°18'46,616"N	13°53'35,701"E	X	X
Suio	Terme Ciorra - cascate	Su3	41°18'35,477"N	13°53'37,17"E	X	X
Suio	Terme Ciorra - vasche	Su4	41°18'35,36"N	13°53'36,42"E	X	X
Minturno		Mi1	41°16'12,394"N	13°47'27,463"E	X	X
Riardo	affioramento 1	Ri1	41°14'38,285"N	14°7'41,06"E	X	X
Riardo	affioramento 2	Ri2	41°14'38,381"N	14°7'40,07"E	X	X
Telese	Lago di Telese	Te1	41°12'40,623"N	14°32'8,47"E	X	X
Telese	Lago di Telese	Te1.b			X	X
Telese	Lago di Telese	Te1.c			X	X
Telese	Lago di Telese	Te2			X	X
Telese	Lago di Telese	Te3			X	X
Telese	Terme	Te4 #			41°13'28,593"N	14°31'30,103"E
Amorosi		Am1	41°12'12,392"N	14°30'29,302"E	X	X
Mondragone	Sinuessa	Mo1 #	41°8'25,901"N	13°51'26,074"E	X	X
Triflisco	Sorgenti	Tr1 #	41° 8'12.28"N	14°15'12.92"E	X	
Triflisco	muro	Tr2	41° 8'13.08"N	14°15'13.67"E	X	
Sarno		Sa1	40°48'9,405"N	14°37'41,851"E	X	X
Pontecagnano Malche	affioramento 1	Ma1	40°41'31,354"N	14°53'23,251"E	X	X
Pontecagnano Malche	affioramento 2	Ma2	40°41'30,428"N	14°53'23,456"E	X	X
Pontecagnano	San Benedetto affioramento 1	Fa1 #	40°39'56,729"N	14°54'16,738"E	X	X
Pontecagnano	San Benedetto affioramento 2	Fa2 #			X	X
Contursi	sx orografica del Fiume Sele	Co1	40°40'22,083"N	15°14'46,82"E	X	X
Contursi	sx orografica del Fiume Sele	Co2			X	X
Contursi	sx orografica del Fiume Sele	Co3			X	X
Contursi	sx orografica del Fiume Sele	Co4			X	X
Contursi	sx orografica del Fiume Sele	Co5			40°40'29,374"N	15°14'47,861"E
Contursi	sx orografica del Fiume Sele	Co6 #			X	X
Contursi	Terme Capasso	Co7	40° 41' 23.12"	15° 15' 5.68"	X	X
Paestum	Porta Marina	Pa1 #	40°25'15,369"N	14°59'46,038"E	X	X
Capaccio	sorgenti Capodifiume	Ca1	40°26'51,877"N	15°2'39,573"E	X	X
Montesano s. M.		Mm1	40°16'24,49"N	15°41'56,49"E	X	X
Mappable travertine bodies associated with flysch deposits						
Villamaina	lastra	Vi1	40°59'20,623"N	15°3'2,299"E	X	X
Villamaina	blocco	Vi2	40°59'21,731"N	15°2'59,989"E	X	X
Lioni	cantina	Li1	40°52'31,209"N	15°11'21,136"E	X	X
Lioni	San Bernardino	Li2	40°52'42,047"N	15°11'4,853"E	X	X
Mappable travertine bodies associated with volcanic deposits						
Monticchio Bagni	antichi a valle dello stabilimento Toka	Mc1	40°57'10,182"N	15°33'31,359"E	X	X
Monticchio Bagni	stabilimento Gaudianello	Mc2 #	40°57'1,936"N	15°35'16,709"E	X	X
Not mappable travertine bodies associated with perched springs						
Acqua delle Panicare		Ap1 #	40°48'34,566"N	14°56'45,117"E	X	X
Cetara Fuentes		Ce1 #	40°39'37,844"N	14°42'29,184"E	X	X
Agerola		Ag1 #	40°39'1,733"N	14°33'10,534"E	X	X
Campora	Loc. Nisio	Cm1 #	40°17'22,452"N	15°18'35,498"E	X	X

sample from Present-day deposits

] samples from depositional successions

4.1 COMPONENTI PETROGRAFICI E TESSITURE CRISTALLINE DEI TRAVERTINI CAMPANI

Per questo studio sono state preparate circa 100 sezioni sottili allo scopo di integrare le osservazioni effettuate in campagna e i dati geochimici dei travertini e delle sorgenti ad uno studio dei fabric presenti. Le immagini più significative delle sezioni sottili sono riportate in Appendice 2.

Le analisi effettuate rivelano che i travertini oggetto di studio sono composti da carbonato di calcio che si presenta sottoforma di calcite. Nello specifico l'osservazione petrografica mostra che i depositi di travertino studiati sono essenzialmente composti da micrite, microsparite e sparite. Diversi tipi di micrite variabili da: 1) densa; 2) peloidale; a 3) clotted-peloidal sono state riconosciute. E' stato inoltre osservato che la micrite da vita a strutture sia allungate, sia laminate, che dendritiche. Tuttavia, in sezione sottile sono state spesso osservate masse irregolari, caratterizzate prevalentemente da micrite di tipo clotted-peloidal. Questi aggregati micritici sono spesso circondati da un bordo isopaco microsparitico. Strutture organiche filamentose e ovoidali sono state inoltre osservate in associazione alla micrite.

La micro-sparite si presenta spesso sotto forma di cristalli di tipo equant. Questi cristalli, di norma torbidi, producono abitualmente tessiture variabili da afanitiche a laminate. Alternanze di livelli millimetrici microsparitici e micritici (spesso laminati) sono comuni.

La sparite, invece, è caratterizzata da cristalli spesso variabili da rombici a bladed. I cristalli di sparite si uniscono a formare differenti architetture variabili da irregolare a dendritica. Anche i cristalli di sparite hanno un aspetto torbido. Sovente, i pori risultano essere parzialmente o completamente riempiti da microsparite o sparite.

Incrostazioni su micro-organismi (e nella fattispecie filamenti di possibili cianobatteri?) sono visibili spesso inglobati nei cristalli di micro sparite e sparite.

4.2 LE FACIES DEPOSIZIONALI DEI TRAVERTINI CAMPANI

L'analisi tessiturale e delle facies dei travertini della Campania ha permesso di fare delle considerazioni sugli ambienti deposizionali e sulle caratteristiche delle acque da cui essi precipitano. La maggior parte dei carbonati continentali studiati del sud Italia sono stati descritti come assimilabili al *calcareous tufa* (D'Argenio & Ferreri, 1987; Capezzuoli & Gandin, 2004; Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996), in contrasto con i classici depositi di travertino dell'Appennino centrale e settentrionale (Guo & Riding, 1992; Chafetz & Folk, 1984; Folk, 1994). L'indagine condotta sul campo ha confermato che per la gran parte dei depositi studiati le tessiture e le facies sono quelle tipiche del *calcareous tufa* (Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996), sebbene alcuni affioramenti presentino caratteristiche proprie dei *travertine* (Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996).

Sulla base di tali considerazioni si è deciso di suddividere i travertini studiati in due gruppi: travertini precipitati da acque a temperatura ambiente o fredde e travertini precipitati da acque termali.

Come criterio di distinzione si è deciso di considerare la temperatura delle acque alla sorgente, poiché, in questo particolare caso studio, tale parametro corrisponde a caratteristiche sedimentologiche e deposizionali omogenee.

Il primo gruppo comprende i travertini precipitati da acque a temperatura ambiente o fredde, che possono essere denominati *calcareous tufa* (Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996). Per i depositi travertinosi considerati le temperature delle acque alla sorgente risultano comprese tra 8 e 20°C. Il secondo gruppo comprende i travertini precipitati nelle aree di Suio (Su), Mondragone (Mo) e Contursi (Co) e, subordinatamente, San Teodoro (Villamaina, Vi) originati da acque calde, con temperature comprese tra 27 e 58°C, le quali aree presentano caratteristiche termali note.

Non esiste in letteratura una classificazione sistematica per i depositi carbonatici epigei che comprenda sia i depositi originati da acque calde che quelli originati da acque a temperatura ambiente o fredde. Questo è dovuto soprattutto alle notevoli differenze in termini deposizionali, di facies, fabric e geochimici che caratterizzano le due tipologie. Esistono, tuttavia numerose classificazioni che riguardano l'una o l'altra tipologia e che, in alcuni casi, prevedono facies che possono essere comparabili tra le due tipologie.

I travertini depositati da acque fredde o a temperatura ambiente mostrano facies caratteristiche, già oggetto di studio e classificazione da parte di diversi Autori in passato (D'Argenio et al., 1983; Ferreri, 1985; D'Argenio & Ferreri, 1987; 1988; Buccino et al., 1978; Violante et al., 1994). In particolare, per i travertini oggetto di studio, sono state riconosciute essenzialmente le seguenti litofacies: *travertini stromatolitici*, *travertini fitoermali*, *travertini microermali* e, in misura minore *travertini fitoclastici associati a sabbie travertinose*. Le seguenti litofacies sono discusse di seguito.

Per quanto riguarda i travertini originati da acque calde, gli studi fin'ora condotti sui depositi di Rapolano Terme (Guo & Riding, 1994; 1998; 1999), Tivoli (Chafetz & Folk, 1984), Viterbo Zitelle (Folk, 1994), e per altre zone del mondo (Atabey, 2002; Ozkul et al., 2002) mostrano che questi depositi possiedono alcune litofacies caratteristiche che non sono riscontrabili nei depositi carbonatici originati da acque fredde e comprendono le facies di *shrub*, *crystalline crust*, *paper-thin raft* e *coated bubble travertine* (Guo & Riding, 1998). Altre facies, come la *reed travertine*, possono essere riconosciute anche in depositi carbonatici originati da acque fredde (cfr. par. 4.3.2).

Le facies deposizionali dei travertini campani possono essere classificate in 5 categorie che includono: *travertini stromatolitici* (*sensu* D'Argenio & Ferreri, 1987; oppure *stromatolitic travertine*, *sensu* Manzo et al., 2012); *travertino microermale /fitermale* (*sensu* D'Argenio & Ferreri, 1987; oppure *vacuolar travertine* *sensu* Manzo et al., 2012; oppure *reed travertine*, *sensu* Guo & Riding, 1998); *travertini fitoclastici/sabbie calcaree* (*sensu* D'Argenio & Ferreri, 1987; oppure *lithoclast travertine*, *sensu* Guo & Riding, 1998); *crystalline crust travertine* (*sensu* Guo & Riding, 1998); *raft travertine* (*sensu* Guo & Riding, 1998);

4.2.1 TRAVERTINI STROMATOLITICI

I travertini stromatolitici costituiscono una delle facies più diffuse dei *travertine* campani. Macroscopicamente, questa facies consiste in livelli millimetrici/decimetrici di carbonato, da sub-orizzontali ad ondulati, associati a biofilm (Fig. 4.2 a). I suddetti livelli carbonatici sono generalmente biancastri. La sezione trasversale di *stromatolitic travertine* facies in formazione mostra livelli carbonatici bianchi stratificati in alternanza a livelli ricchi in materia organica, variabili dal grigio al giallo. I suddetti livelli sono generalmente paralleli tra loro e si ripetono verticalmente. I vari livelli laminati che costituiscono la facies

stromatolitica possono apparire sia come livelli porosi che densi. Seppur meno frequenti, lamine caratterizzate da strutture dendritiche sono state osservate sul campione a mano (Fig. 4.2 b). I travertini stromatolitici si presentano in genere fortemente cementati con una porosità minima localizzata soprattutto nella zona interlaminare.

Alla micro-scala, questa facies è formata prevalentemente da un'alternanza di lamine micritiche e microspartiche ricche in materia organica. I livelli micritici sono spesso costituiti da micrite clotted peloidal. Le lamine stromatolitiche sono spesso caratterizzate dalla presenza di pori, sferici-subsfere e lenticolari. Nello specifico, queste cavità sono caratterizzate da sottili livelli (2-30 μm spessi) micritici e più raramente microspartici che isolano una regione porosa che può esser riempita da cemento microspartico o spartico (Fig. 4.2 c-d). Molte cavità, siano esse aperte o chiuse sono interpretabili come bolle di gas che derivano principalmente da attività microbica dei sedimenti sottostanti e ricoperte da carbonato di calcio (Chafetz and Folk, 1984; Chafetz et al., 1991; Guo and Riding, 1998; Bonny and Jones, 2008).

L'osservazione petrografica rivela inoltre che in alcuni casi la micrite presenta una disposizione peculiare che dà vita a delle strutture dendritiche o a cespuglio definite "shrub", la cui giustapposizione costituisce delle lamine continue. Gli "shrubs" contengono spessi filamenti mineralizzati e disposti verso l'alto, di possibili Cianobatteri, dal diametro di pochi microns.

Tuttavia l'osservazione petrografica rivela il verificarsi di un'alternanza di livelli laminati caratterizzati da tessitura afanitica-peloidale o microspartica con cristalline crusts. stromatolitic travertine irregolari, caratterizzati da tessitura afanitica/peloidale o microspartica privi di laminazione sono stati individuati.

Precipitati carbonatici simili agli shrub osservati nei travertini campani sono noti in diversi depositi del mondo (Chafetz and Meredith, 1983; Chafetz and Folk, 1984; Guo and Riding, 1998; Chafetz and Guidry, 1999) e consistono in strutture tridimensionali arborescenti composti da micrite e microspartite che si accrescono tipicamente in larghe pool e pozze (Chafetz and Folk, 1984; Guo and Riding, 1998).

In accordo con quanto rinvenuto in letteratura, si ipotizza che la facies di travertini stromatolitici si sia formata sotto l'influenza di processi microbiologicamente mediati in ambiente di bassa energia delle acque.

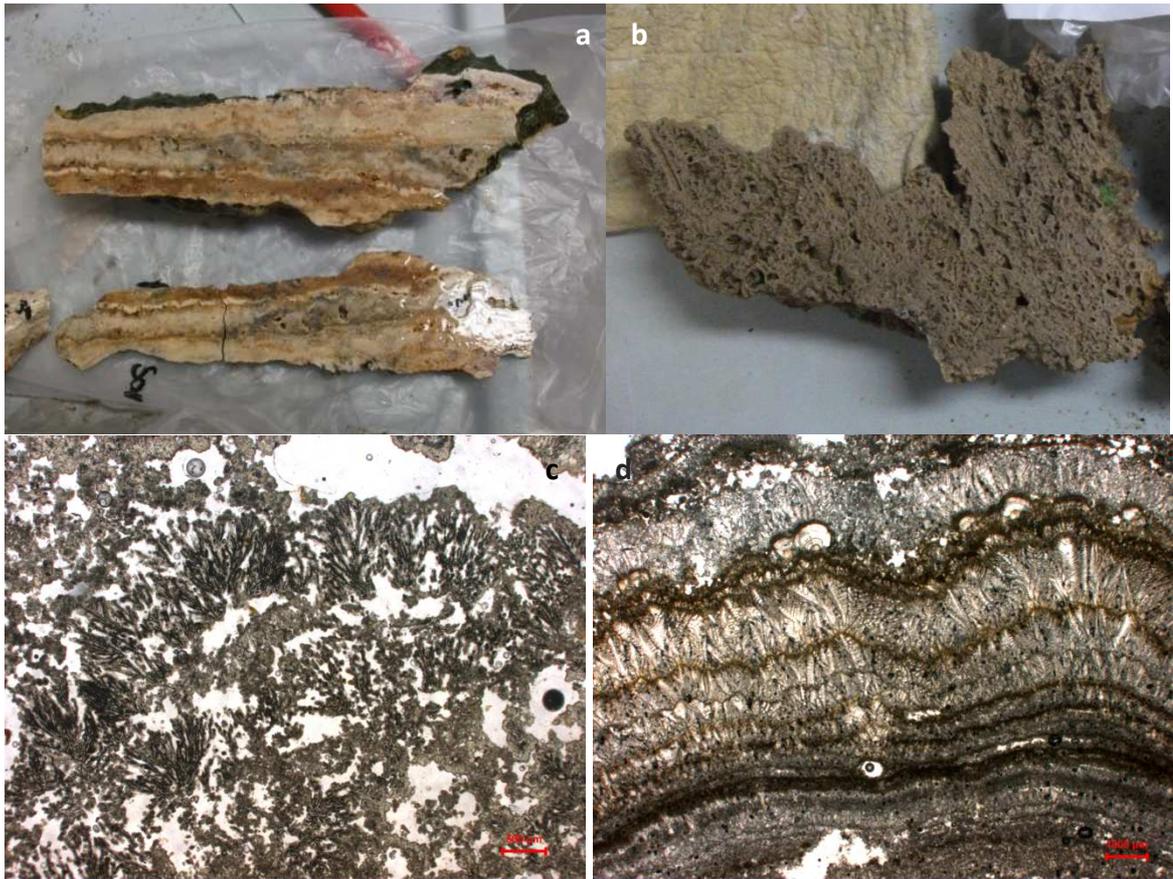


Figura 4.2. Travertino stromatolitico. a) Campione Ca1: Slab di una facies di travertino stromatolitico che mostra la presenza di diversi livelli carbonatici suborizzontali. Si noti il tappeto gelatinoso e verdastro a copertura dei vari livelli carbonatici. Questi livelli risultano essere alternati e spesso mescolati con un soffice tappeto microbico di colore giallastro. b) Campione Pa1: travertino stromatolitico caratterizzato da strutture laminare dendritiche. c) Campione Mo1: microfotografia di travertino stromatolitico consistente in un'alternanza di lamine micritiche/microsparitiche e a luoghi sparitiche ricche in materia organica con arraggiamento da suborizzontale ad ondulato. Si noti la presenza di pori da subsferici a lenticolari. La porosità è spesso occupata da cemento microsparitico/sparitico. d) Campione Mo1: immagine di dettaglio della foto 40c che mostra un microfabric micritico laminato poroso di interpretazione biotica. e) Campione Ce1: microfotografia di sezione sottile che mostra strutture dendritiche formate da lamine micritiche e microsparitiche ricche in materia organica organizzate in strutture a cespuglio (shrubs); da notare la presenza di filamenti mineralizzati e disposti verso l'alti e possibili Cianobatteri. f) Campione Co6: alternanza di croste cristalline con livelli micritici-microsparitici laminati ricche in materia organica.

4.2.2 TRAVERTINI FITOERMALI/MICROERMALI

La facies dei travertini fitoermali/microermali consiste in guaine di calcaree formate da lamine di calcite finemente cristallina che ricoprono organismi vegetali rispettivamente di taglia centimetrica a decimetrica a metrica (briofite autoctone, piante superiori) per i travertini fitoermali e di di taglia millimetrica e centimetrica (principalmente muschi e macroalghe e.g. alghe verdi) per i travertini microermali. Gli organismi vegetali vengono incrostati in posizione di crescita e, a seguito della loro degradazione, la roccia acquisisce porosità (Fig. 4.3 a) con vuoti che, nel caso dei travertini fitoermali, possono raggiungere

dimensioni di 10 cm³. Questo tipo di facies è caratterizzata da un grado di cementazione variabile e può presentare un'organizzazione di tipo lenticolare o laminare.

Sulla base dell'osservazione petrografica, è stato possibile osservare che la reed travertine facies consiste in un framework di carbonato di calcio (prevalentemente micrite e microsparite) organizzato intorno a pori differenti per forma e dimensione (Fig. 4.3 b). Alla micro-scala è stato inoltre possibile individuare la presenza di croste cristalline sub-millimetriche formate da cristalli di sparite con morfologia a ventaglio, si dispongono intorno da un substrato organico centrale e spesso si alternano con livelli micritici e/o microspartitici (Fig. 4.3 c - d). Strutture di tipo dendritico a disposizione radiale caratterizzate da micrite variabile da densa a clotted-peloidal si irradiano dal substrato organico (Fig. 4.3 e).

La cavità derivante dalla decomposizione della parte organica spesso risulta parzialmente o totalmente riempita da sedimento interno micritico o da calcite spatica/microspartitica (Fig. 4.3 f). Questa facies è tipica di depositi precipitati da acque fredde (definita "vacuolar tufa" da Manzo et al., 2012, che però comprende in questa definizione anche facies fitoclastiche) o di depositi idrotermali precipitati in aree distali dove il raffreddamento e la diluizione con le acque meteoriche che consente la colonizzazione delle piante superiori è ipotizzata (definita reed travertine da Guo and Riding, 1998). La deposizione del carbonato di calcio è interpretata come un processo prevalentemente fisico: le piante costituiscono una barriera per il flusso dell'acqua e fungono da substrato per la precipitazione del carbonato di calcio (Rainey & Jones, 2009), favorendo così la degassazione meccanica dell'anidride carbonica. Tuttavia altri autori ritengono che la vegetazione attraverso la fotosintesi rimuova dall'acqua l'anidride carbonica (Merz-Preiß and Riding, 1999) aumentando così la soprassaturazione del carbonato di calcio che induce la precipitazione.

Nelle aree oggetto di studio, i travertini fitoermali sono stati rinvenuti ad esempio a Sarno, ove la precipitazione è avvenuta intorno ad uno scheletro di canne e giunchi e ad Amorosi dove, analogamente, la precipitazione del travertino si è verificata su un substrato vegetale composto essenzialmente di macrofite e muschi.

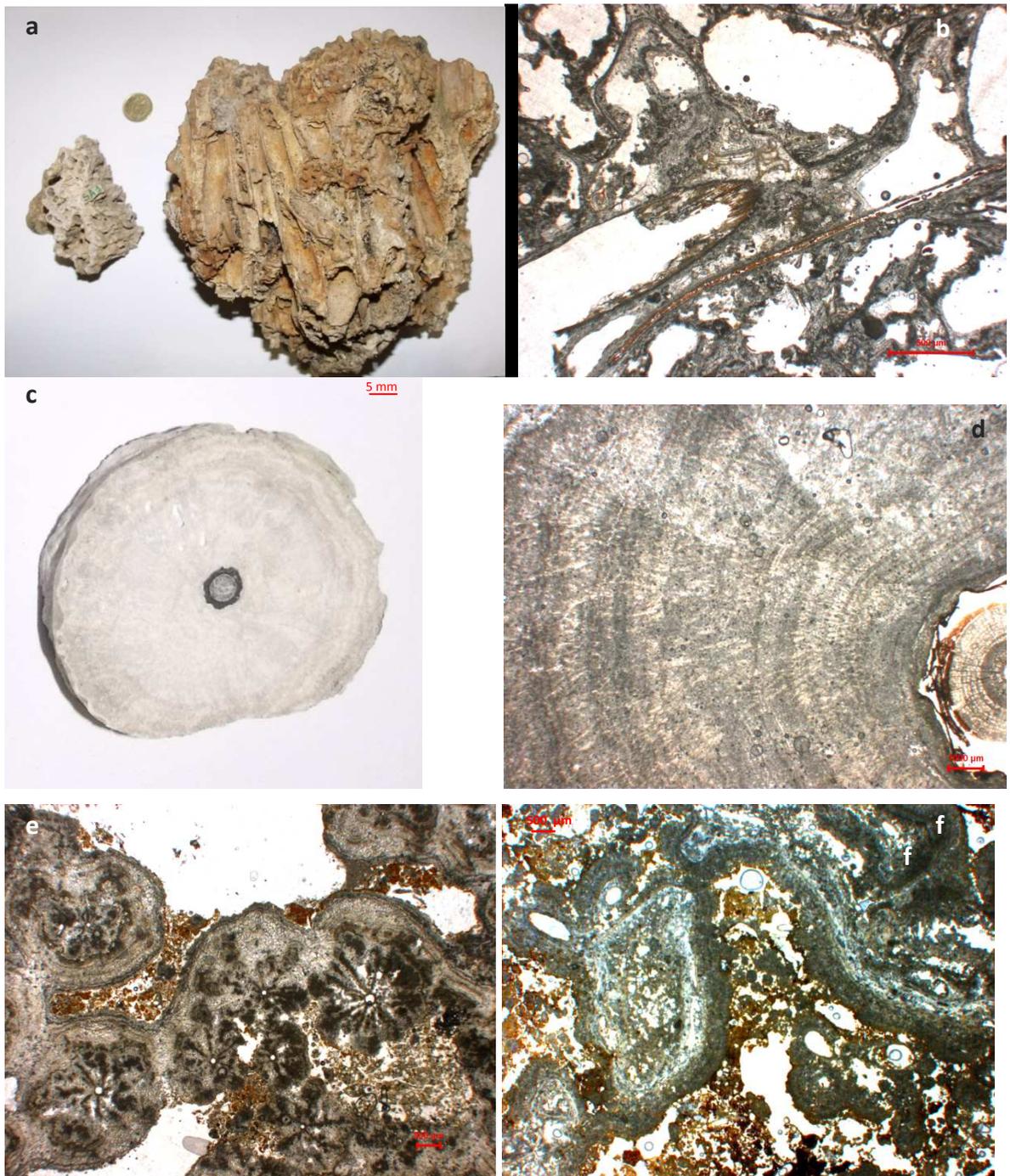


Figura 4.3. Travertini fitoermali. a) campione Sa1: aspetto macroscopico della facies fitoermale consistente in vegetazione incrostata da carbonato di calcio. Da notare la porosità allungata dovuta alla degradazione del materiale organico. b) campione Va1: microfotografia che mostra il fabric micritico/microsparitico della facies porosa fitoermale; c) campione Co6: aspetto macroscopico di croste cristalline disposte concentricamente intorno ad un ramo. d) campione Co6: microfotografia della foto c; mostra precipitati colonnari di carbonato di calcio sviluppati intorno ad un ramo degradato che ha dato vita alla porosità di tipo mouldic. e) campione Sa1: microfotografia che mostra strutture simili a pisoidi caratterizzate da strutture dendritiche a disposizione radiale distribuite intorno ad una mould porosity. f) campione Mm: microfotografia che mostra pori derivati dalla decomposizione della materia organica. Porosità derivante dalla decomposizione del materiale vegetale. Da notare i pori parzialmente o totalmente riempiti da calcite microsparitica/sparitica.

4.2.3 TRAVERTINI DETRITICI

Tra i travertini di tipo detritico, o clastico si riconoscono diversi litotipi che hanno tra loro graduali termini di passaggio, sulla base del contenuto in frazione sabbiosa, che vanno dai travertini fitoclastici (frazione sabbiosa 0-10%) alle calcareniti-calciruditi fitoclastiche (frazione sabbiosa 50-90%) alle sabbie calcaree (frazione sabbiosa 90-100%) (Fig. 4.4 a). Queste facies è stata descritta da D'Argenio et al. (1987) per depositi travertinosi originati da acque a temperatura ambiente o fredde ma sono stati riconosciuti anche per travertini derivanti da acque calde da Guo & Riding (1998) che hanno dato loro il nome di *lithoclast travertine*; essi risultano costituiti da incrostazioni di fitoclasti o da frammenti di depositi di travertino erosi che vanno a costituire depositi clastici, a cementazione variabile.

Alla microscala appaiono come aggregati di piccole unità (fitoclasti) incrostate da guaine di calcite che ricoprono i fitoclasti formando sovente degli anelli concentrici intorno alle strutture (Fig. 4.4 b). La stessa calcite unisce i clasti formando una struttura più o meno cementata.

Nell'area di Telesse si riconoscono facies riconducibili prevalentemente a sabbie travertinose (*sensu* D'Argenio et al., 1988) intercalate a travertini micro-fitoermali e, in misura minore, fitoclastici.

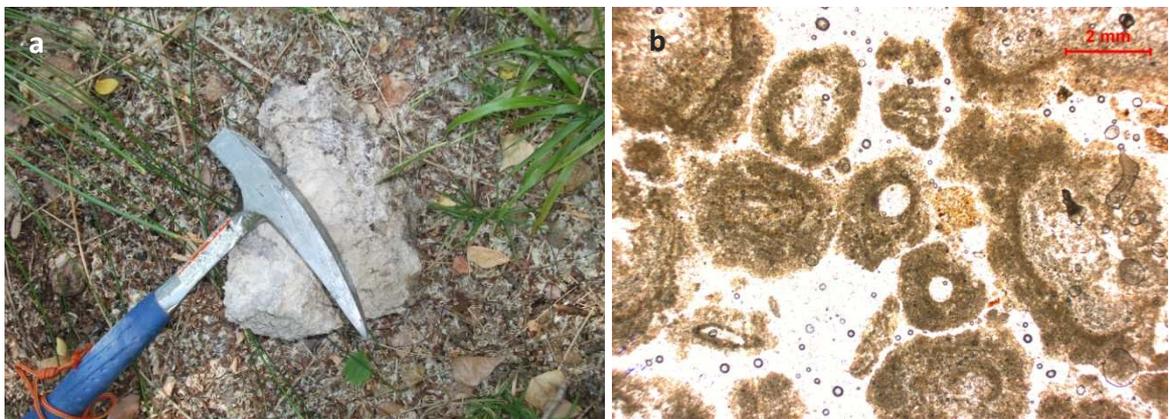


Figura 4.4. Travertini detritici - fitoclastici. a) campione Te4: aspetto macroscopico della facies di sabbia calcarea. b) campione Ag1: microfotografia che mostra il fabric micritico della facies porosa fitoclastica; da notare i numerosi vuoti e la struttura di aggregato.

4.2.4 CRYSTALLINE CRUSTS TRAVERTINE

Crystalline crusts travertine costituisce una delle facies più diffuse nei depositi campani. Macroscopicamente, questa facies consiste in croste cristalline bianche e grossolane (Fig. 4.5 a e b). Queste croste cristalline, variabili da inclinate a sub-verticali, sono lievemente

ondulate e sub-parallele e presentano uno spessore compreso da centinaia di micron a più di 15 cm. La sovrapposizione di queste croste cristalline forma in genere banchi densi e continui formati da cristalli che si accrescono perpendicolarmente alla superficie deposizionale.

L'analisi microscopica (Fig. 4.5 c - d) mostra che le croste cristalline sono formate dalla giustapposizione e la sovrapposizione di cristalli sporchi di micro-sparite e/o sparite, caratterizzate da morfologie a ventaglio o a piuma. La sovrapposizione verticale di questi cristalli colonnari è spesso interrotta dalla presenza di lamine di micrite variabile dall'ordine di pochi microns a qualche millimetro.

L'osservazione petrografica ha inoltre evidenziato la presenza di possibili filamenti di origine organica (cianobatteri?) inglobati nei cristalli di calcite (Fig. 4.5 d).

Nelle aree oggetto di studio, le cristalline crusts sono state rinvenute prevalentemente in ambienti deposizionali di cascata, rim delle pool e punti di risorgenza delle acque, caratterizzati da superfici di scorrimento delle acque con velocità di flusso medio-elevato, generalmente costante o turbolento dove la degassazione di tipo chimico-fisico risulta prevalente.



Figura 4.5. Crystalline crusts travertine facies. a) campione Co5: Aspetto macroscopico delle cristalline crust caratterizzate da livelli sub-verticali formati dalla gistapposizione di cristalli calcitici a forma di piuma. Ambiente deposizionale di cascata, loc. Contursi Bagni. b) campione Co7: Aspetto macroscopico della facies croste cristalline affiorante presso lo stabilimento termale di Capasso (Contursi terme). Si noti la porosità tra le dendriti. c) campione Co5: Microfotografia che mostra l'aspetto cristallino delle cristalline crust caratterizzate dalla presenza di cristalli torbidi di calcite spatica/microspatica. d) campione Co7: Microfotografia che evidenzia la presenza di possibili filamenti cyanobatterici all'interno dei cristalli torbidi di calcite. Si noti la presenza diffusa di micrite.

4.2.5 RAFT TRAVERTINE

Macroscopicamente, la raft travertine facies è costituita da strutture carbonatiche piatte e orizzontali, sottili (dall'ordine dei micron a pochi millimetri) e fragili. Nei depositi attualmente in formazione questa facies si rinviene essenzialmente all'interfaccia acqua/aria, in aree di ristagno ed è spesso associata ad un biofilm verde-giallo (Fig. 4.6 a). Nei depositi fossili o sub-fossili la ripetizione verticale di queste strutture piatte, parallele tra loro, e generalmente frammentate (Fig. 4.6 b), preserva dei pori allungati.

In sezione sottile, la raft travertine facies appare caratterizzata da un film micritico spesso da qualche da decine a 300 micron, variabile da clotted peloidal a micrite densa (Fig. 4.6 c - d). Tuttavia è stato osservato che le fragili strutture carbonatiche che costituiscono questa

facies, possono essere anche microspartiche in composizione. Frequentemente sono stati inoltre osservati cristalli torbidi di calcite che si sviluppano in entrambi i lati di questo film micritico o microspartico (Fig. 4.6 c). L'osservazione petrografica ha inoltre rivelato che la porosità tra le singole strutture micritiche o microspartiche può essere, anche solo parzialmente, riempita da cemento bladed seguito da quello di tipo equant (Fig. 39 c).

In accordo con quanto riportato in letteratura, la raft boundstone è interpretata come una facies che si rinviene all'interfaccia acqua/aria (Folk et al., 1985, Chafetz et al., 1991; Guo & Riding, 1998; Özkul et al., 2002) tipica di aree caratterizzate da un flusso lento o da una condizione di staticità delle acque e.g. pozze. Quando l'energia delle acque cambia, queste strutture galleggianti vengono disturbate, si frammentano e si depositano nel fondo delle pozze (Folk et al., 1985; Guo & Riding, 1998) (Fig. 39d). Incerto è il processo che induce alla precipitazione della raft travertine facies: si ritiene che la sua formazione potrebbe essere dovuta ad un'interazione di processi abiotici e biotici.

Secondo quanto suggerito in letteratura (Folk et al., 1985; Chafetz et al., 1991; Guo and Riding, 1998) la degassazione della CO₂ sulla superficie dell'acqua può indicare alti tassi di evaporazione ed intenso calore della superficie dell'acqua o suggerire invece una precipitazione bio-mediata.

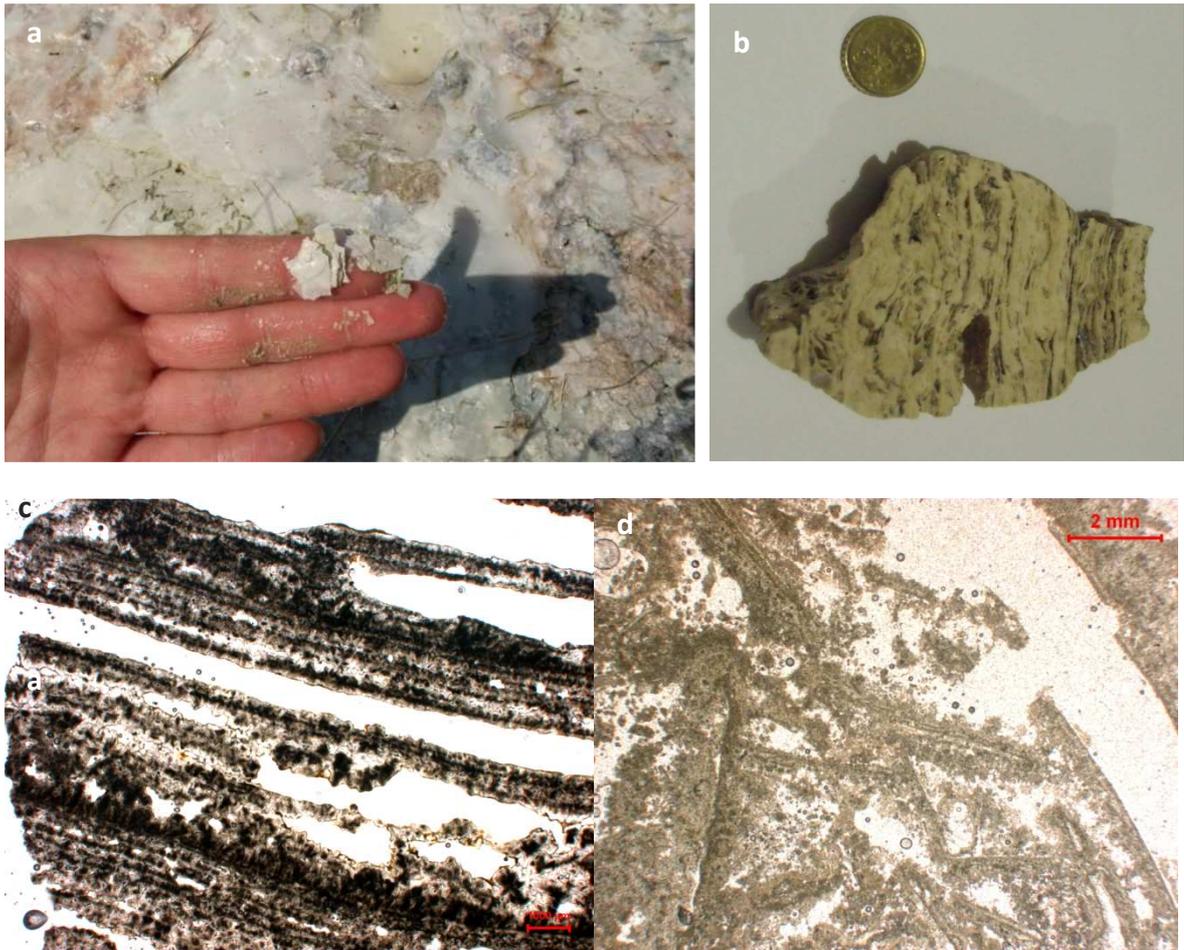


Figura 4.6. a) Campione Mo1: Raft travertine facies. Aspetto macroscopico della raft facies costituita da piatte strutture carbonatiche biancastre fragili e sottili, associate a biofil giallo-verde, rinvenute nell'interfaccia acqua/aria in piccole pool. Mondragone. b) campione Co4: aspetto macroscopico di raft fossili caratterizzate da un alternanza verticale di strutture carbonatiche piatte. c) campione Co4: microfotografia del microfabric che costituisce il raft travertine, costituita da un nucleo allungato micritico/microsparitico dal quale si dipartono cristalli torbidi di calcite di tipo microsparitico/sparitico. In alcuni casi questi cristalli evolvono in crystalline crusts microfabric. Danotare la porosità primaria dei rafts. In alcuni casi risultano essere parzialmente o totalmente riempiti da generazioni multiple di cemento. d) campione Am1: microfotografia di frammenti irregolari di raft formati da micrite/microsparite.

4.2.6 DIAGENESI DEI TRAVERTINE CAMPANI

Differenti processi diagenetici sono da considerarsi responsabili dell'alterazione e modificazione del fabric primario dei travertini. Tra questi si individuano: cementazione, neomorfismo e dissoluzione (Fig. 4.7). In particolare, lo studio delle sezioni sottili ha evidenziato che da strutture primarie quali ad esempio, lamine micritiche, raft, shrub, o feather crystals, il cemento calcitico di tipo bladed a scalenohedral (30 to 200 μm long) seguito da blocky sparite si estende gradualmente negli spazi della porosità primaria fino a riempirli completamente (Fig. 4.7 a-b).

E' stato inoltre osservato che strutture micritiche/microsparitiche primarie subiscono, con l'avanzamento della diagenesi processi, il processo di neomorfismo aggradante trasformando gradualmente la micrite in microsparite e sparite (Fig. 4.7 c).

Infine, sono stati osservati pori di dimensione variabile dovuti a processi di dissoluzione meteorica che attacca indistintamente tutti i componenti sia primari che secondari dei travertini (Fig. 4.7 d).

In realtà processi diagenetici sono molto comuni nei travertini e sono dovuti proprio alla natura dei depositi, spesso molto porosi e interessati da circolazione di acque. Per questo motivo sovente risulta davvero problematica l'interpretazione dei caratteri originari di una litofacies e la ricostruzione degli eventi che hanno agito dopo la deposizione (D'Argenio et al., 1983; Ferreri, 1985).

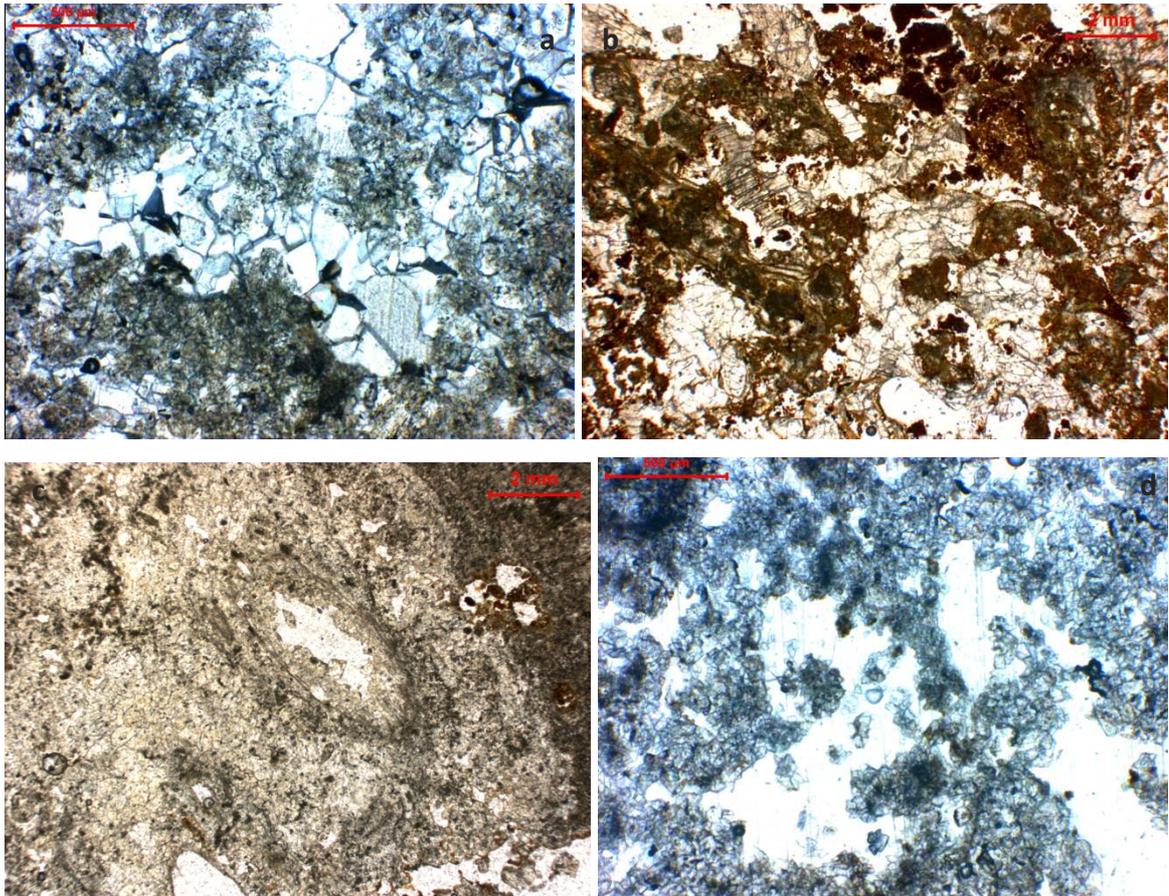


Figura 4.7. Microfotografie che mostano alcuni esempi di processi diagenetici nei travertini campani. a-b) Campione Li1; Campione Ri1: generazioni multiple di cemento che riempiono i pori. Si individuano cemento di tipo bladed, equant e blocky. c) Mc1: microfotografia che mostra un esempio di neomorfismo aggradante dove la calcite ha portato alla trasformazione della tessitura primaria micritica in microsparite-sparite. d) Campione Su1: esempio del processo di dissoluzione meteorica che ha interessato indistintamente sia il fabric primario che il cemento di tipo secondario.

4.2.7 DEPOSIZIONE ATTIVA

Le facies deposizionali descritte sono tipiche sia dei depositi attivi (Suio, Telese, Contursi, Mondragone, Venafro, Paestum) che di quelli fossili (Minturno, Sarno, Montesano sulla Marcellana) e osservazioni dettagliate farebbero ipotizzare che la maggior parte dei casi la precipitazione delle suddette facies avviene/sia avvenuta in stretta relazione alla componente organica (biofilm, micro-organismi, macrofite, piante superiori e resti vegetali). Nei depositi di travertino in formazione (ad esempio a Capaccio - Paestum), è visibile la presenza di biofilm microbico, con superficie di spessore sub-millimetrico variabile da irregolare a regolare e di colore verde e giallo.

Immagini dei travertini in formazione sono riportate in Fig. 4.8. Nel caso di Mondragone (Fig. 4.8 d) la precipitazione di travertino ha dato luogo ad una morfologia pinnacolare (emergent spring mound, *sensu* Pentecost & Viles, 1994) con un'altezza di circa 40 cm dal piano campagna, tipica di sistemi deposizionali "idrotermali" (Guo & Riding, 1998). Le acque che emergono dalla porzione sommitale della struttura conica fluiscono verso la base formando dei microterraces (*sensu* Guo & Riding, 1999). Alla base dell' emergent spring mound le acque formano dei rafts (*sensu* Guo & Riding, 1998). Questa struttura conica infatti si trova in una zona leggermente depressa a bassissima pendenza, dalla cui base le acque si allontanano molto lentamente, formando una sorta di piccolo pool. Come detto precedentemente per questi depositi ma anche per i travertini in formazione nell'area idrotermale di Suio (Fig. 4.9 b) e presso Terme Capasso a Contursi, si riconoscono sulla superficie dei corpi di travertino delle strutture sedimentarie a piccola scala del tipo rim & pool, i microterraces (*sensu* Guo & Riding).

Nei casi di Suio Piscine Luval (Fig. 4.8 c), Triflisco (Fig. 4.8 e) e Contursi Bagni (Fig. 4.8 g - 4.10) le acque scorrenti con velocità più o meno elevate hanno incrostato sia strutture antropiche come le briglie e i canali, che supporti vegetali (giunchi, canne, muschi). Le acque in questo caso mostrano un regime di flusso turbolento che incentiva la perdita della CO₂. Nei casi di Telese Terme (Fig. 4.8 f) e Paestum sorgenti Capodifiume (Fig. 4.8 h), invece, la velocità delle acque è contenuta o nulla (ambiente palustre/lacustre?) e si osserva la presenza di biofilm microbico. Negli areali di Triflisco, Telese, Contursi, Paestum e Monticchio Bagni, vi è la presenza di materiale organico (macrofite, alghe, e/o batteri) a testimonianza di una rimozione della CO₂ ad opera anche di processi organici (e.g. biofilm etc.).

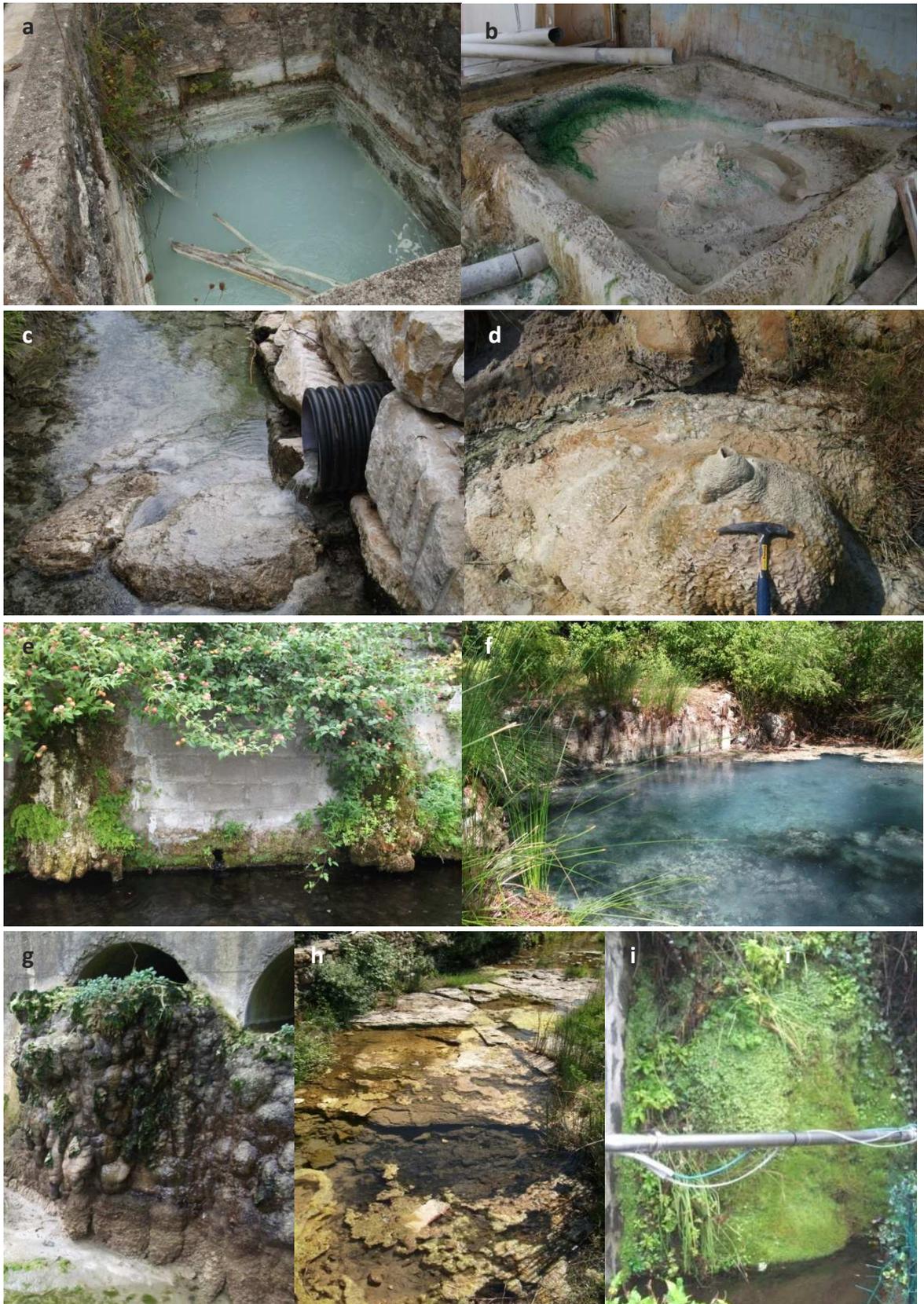


Figura 4.8. Deposizione attiva di travertino. a) Venafro Acqua Sulfurea; b) Suio Terme Tomassi; c) Suio Piscine Luval; d) Modragone; e) Triflisco; f) Telese Terme; g) Contursi Bagni; h) Paestum Capodifiume; i) Monticchio Bagni.



Figura 4.9. Contursi Bagni. Incrostazioni di travertino su briglie, canne, muschi e giunchi.



Figura 4.10. Sistema termale di Suio. Facies di cascata presso lo stabilimento termale Ciorra. Sulla superficie del deposito si osservano microterraces.

4.3 CARATTERIZZAZIONE ISOTOPICA DEI TRAVERTINI CAMPANI

Analisi degli isotopi stabili del Carbonio e dell'Ossigeno sono state condotte sui campioni di travertino prelevati nelle aree di studio. Il campionamento isotopico è stato previsto per un totale di 54 campioni.

I dati isotopici misurati per i travertini della Campania sono stati confrontati con valori esistenti in letteratura per alcuni degli areali indagati (Fig. 4.11).

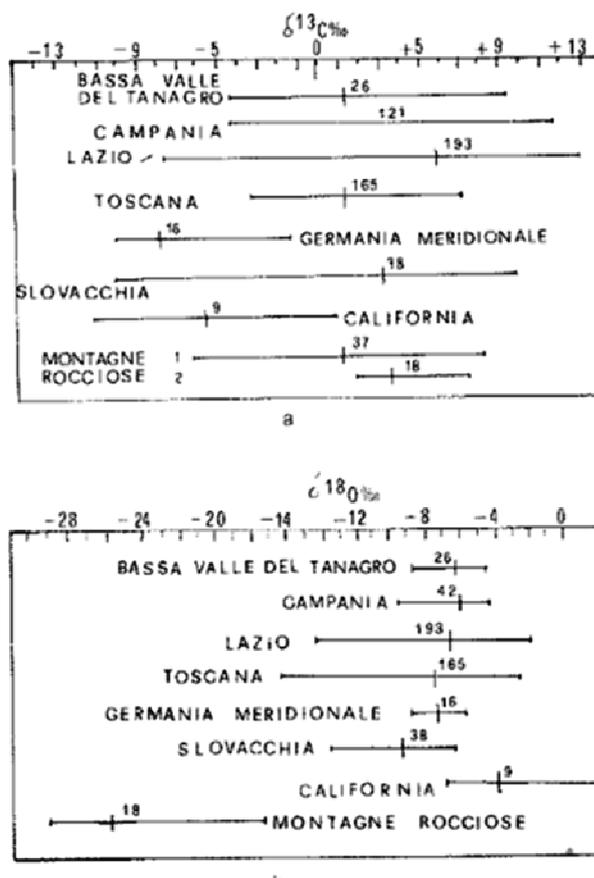


Figura 4.11. Campi di variabilità dei valori del $\delta^{18}O$ e del $\delta^{13}C$ riportati da Buccino et al., 1978) per alcuni travertini, tra cui quelli della Campania.

Dalla Fig. 4.12 si osserva che i valori misurati del rapporto $\delta^{18}O / \delta^{13}C$ sono coerenti con i valori isotopici presenti in letteratura per i travertini delle stesse aree (Minissale, 2004 e riferimenti compresi; Pentecost & Colletta, 2004; Anzalone et al., 2007; Brancaccio et al., 1986; Kastenmeier et al., 2010; Buccino et al., 1978).

I travertini che presentano dati isotopici estrapolati dalla letteratura sono: Rocchetta a Volturno, Sarno, Pontecagnano, Suio e Paestum. Possiamo osservare che, rispettivamente, per i primi due casi trattasi di depositi fossili, mentre per Pontecagnano, Suio e Paestum si rileva ancora attualmente deposizione attiva di travertino.

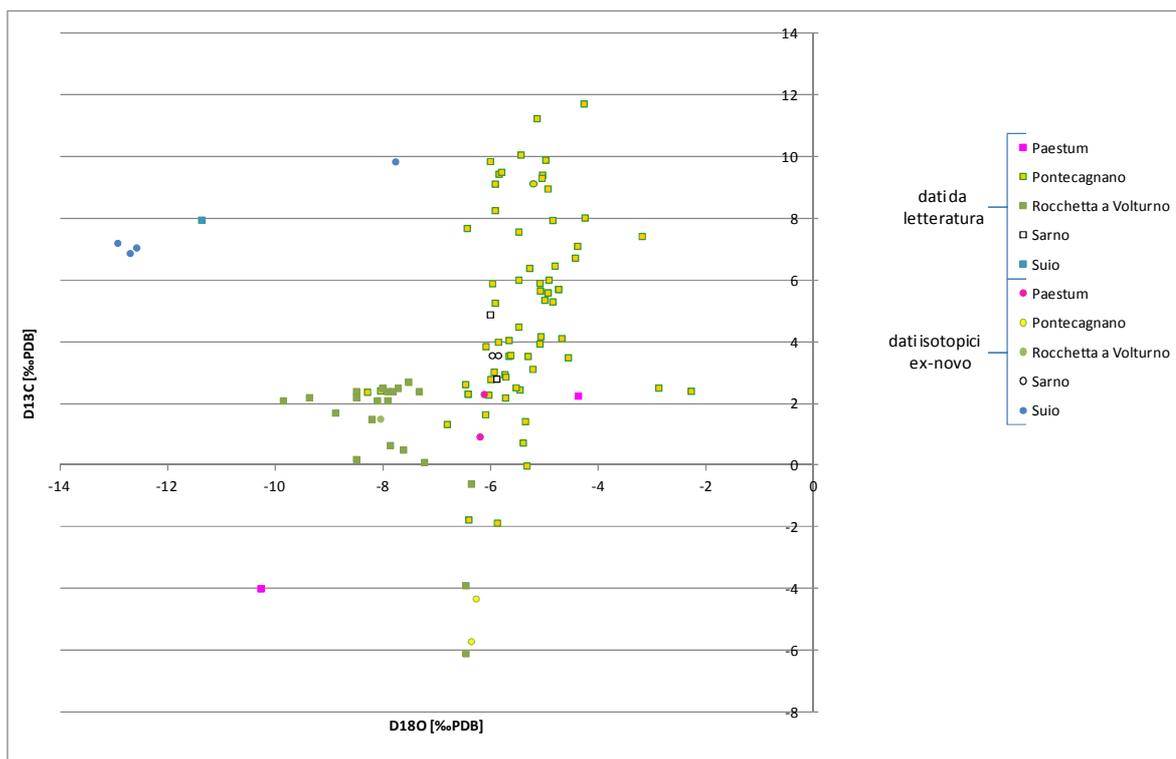


Figura 4.12. Diagramma $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ (PDB‰). Confronto tra valori presenti in letteratura e valori misurati.

4.3.1 IL RAPPORTO ISOTOPICO DEL CARBONIO NEI TRAVERTINI DELLA CAMPANIA

Dall'analisi dei valori isotopici ottenuti in laboratorio si è osservato che i mtb della Campania presentano valori del $\delta^{13}\text{C}$ sistematicamente positivi (Fig. 4.13-4.14), come indicato già da dati di letteratura (Brancaccio et al., 1986; Pentecost & Colletta, 2004; Panichi & Tongiorgi, 1975; Kastenmeier et al., 2010; Anzalone et al., 2007; Buccino et al., 1978; Minissale, 2004) (Fig. 4.12).

Questo trend positivo risulta indipendente dal tipo di acquifero da cui scaturiscono le acque (vulcanico, carbonatico, flysch) (Fig. 4.15) anche se i valori massimi in assoluto si registrano per i travertini di Venafro Agrippa in formazione (Va4). Gli unici valori negativi per i mtb della Campania sono stati misurati per i campioni Ma1 e Ma2, prelevati a Pontecagnano in Loc. Malche. I valori positivi del $\delta^{13}\text{C}$ sono in accordo con un'origine della CO_2 di tipo inorganico, connessa a processi tettonici e alla risalita di fluidi profondi. Per la maggior parte dei travertini analizzati nell'ambito dello stesso areale i valori isotopici risultano indipendenti dall'età (Fig. 4.16). Questo è stato osservato ad esempio nell'area di Telesse Terme e Monticchio Bagni dove travertini in formazione (rispettivamente Te4 e Mc2) e depositi fossili (Te1, Te2, Te3 e Mc1) presentano valori

omogenei e nell'area di Contursi dove si rileva una variazione di circa 1‰PDB. Per alcuni areali le analisi isotopiche sono state condotte su campioni appartenenti allo stesso affioramento con facies differenti, dalle quali non si è osservata una variazione del segnale isotopico, nell'ambito della verticale stratigrafica (Fig. 4.17). È questo il caso di Venafro (Vs1-Vs2-Vs3-Vs4-Va1-Va2) e Contursi (Co1-Co2-Co3).

Una chiara distinzione si nota tra il segnale isotopico del $\delta^{13}\text{C}$ misurato per i mtb della Campania e quello misurato per i not mappable travertine bodies, campionati ad Acqua delle Panicare, Cetara Fuentes, Agerola e Campora e depositati da sorgenti minori o sospese. Questi travertini mostrano un trend fortemente negativo del $\delta^{13}\text{C}$ con valori compresi tra -7,59 e -9,776‰ PDB (Fig. 4.14). Una differenza così evidente può essere ricercata nell'origine della CO_2 disciolta nelle acque da cui il travertino precipita (cfr. par.2.3.1). Essi, in realtà, costituiscono il termine di controllo, in quanto derivano da massicci carbonatici ma non presentano interazioni di sorta con fluidi profondi di origine endogena. I valori negativi che li caratterizzano suggeriscono infatti che la formazione di questi depositi derivi da una CO_2 principalmente di tipo organico e sono caratteristici dei travertini meteogenici (*sensu* Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 1995; 2005 e riferimenti compresi) e dei *calcareous tufa* (*sensu* Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008). I valori positivi del $\delta^{13}\text{C}$ riscontrati per la gran parte dei mtb, sono compatibili con una sorgente del carbonio di tipo inorganico: crostale o mantellica (Minissale, 2004) e sono caratteristici dei travertini termogenici (*sensu* Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 1995; 2005 e riferimenti compresi) e dei travertine s.s. (*sensu* Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008).

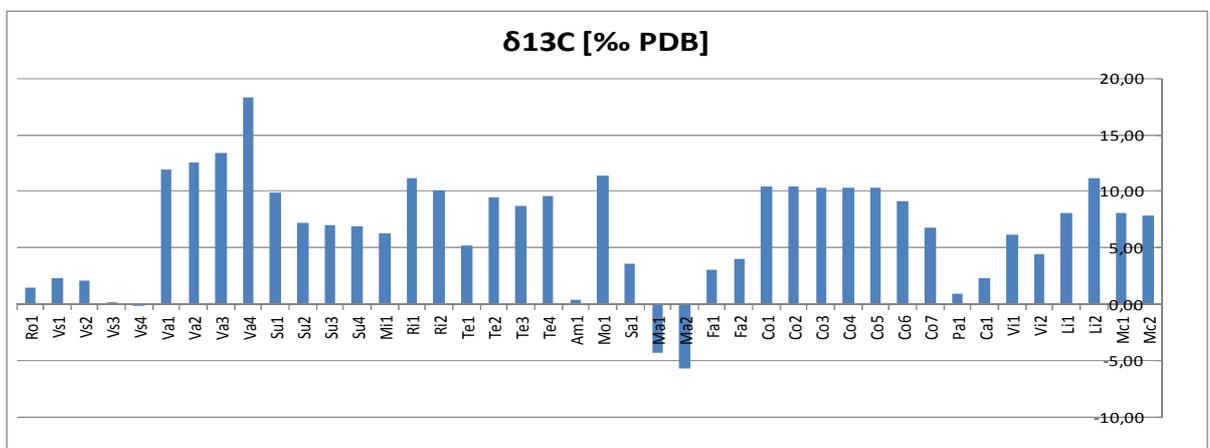


Figura 4.13. Valori del $\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰] per i mtb della Campania.

Tabella 4.2. Risultati analisi isotopiche del carbonio e dell'ossigeno condotte sui travertini campionati.

	località	codice travertini	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ [‰]	$\pm \sigma$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ [‰]	$\pm \sigma$
Mappable travertine bodies associated with carbonate deposits						
Ro	Rocchetta a Volturmo	Ro1	-8,05	0,04	1,51	0,02
Vs	Venafro Santa Cristina	Vs1]	-5,98	0,01	2,35	0,02
Vs		Vs2]	-6,07	0,02	2,15	0,01
Vs		Vs3]	-6,40	0,04	0,23	0,02
Vs		Vs4]	-6,16	0,04	-0,17	0,01
Va	Venafro Terme di Agrippa	Va1]	-6,25	0,04	11,92	0,02
Va		Va2]	-6,22	0,07	12,56	0,02
Va		Va3	-6,14	0,03	13,44	0,03
Va		Va4 #	-3,97	0,02	18,34	0,03
Su	Suio	Su1 #	-7,77	0,05	9,85	0,01
Su		Su2 #	-12,93	0,04	7,21	0,02
Su		Su3	-12,58	0,05	7,06	0,02
Su		Su4	-12,7	0,06	6,88	0,02
Mi	Minturno	Mi1	-4,2	0,06	6,26	0,03
Ri	Riardo	Ri1	-6,00	0,03	11,13	0,02
Ri		Ri2	-6,39	0,03	10,05	0,02
Te	Telese	Te1]	-6,64	0,03	5,22	0,02
Te		Te2]	-7,23	0,02	9,45	0,02
Te		Te3]	-7,40	0,03	8,74	0,02
Te		Te4 #	-6,65	0,09	9,62	0,01
Am	Amorosi	Am1	-7,08	0,03	0,46	0,03
Mo	Mondragone	Mo1 #	-6,72	0,04	11,37	0,02
Sa	Sarno	Sa1	-5,86	0,05	3,57	0,02
Ma	Pontecagnano Malche	Ma1	-6,27	0,04	-4,33	0,02
Ma		Ma2	-6,36	0,04	-5,71	0,02
Fa	Faiano	Fa1 #	-5,85	0,07	3,04	0,01
Fa		Fa2 #	-5,33	0,05	4,02	0,02
Co	Contursi	Co1]	-6,79	0,03	10,45	0,02
Co		Co2]	-6,54	0,03	10,38	0,03
Co		Co3]	-6,76	0,03	10,32	0,02
Co		Co4	-6,59	0,04	10,32	0,01
Co		Co5	-6,78	0,03	10,28	0,01
Co		Co6 #	-6,88	0,02	9,11	0,01
Co		Co7	-10,77	0,04	6,78	0,02
Pa	Paestum	Pa1 #	-6,20	0,03	0,93	0,02
Ca	Capaccio	Ca1	-6,13	0,03	2,31	0,02
Mm	Montesano s. M.	Mm1	-6,70	0,03	-9,46	0,01
Mappable travertine bodies associated with flysch deposits						
Vi	Villamaina	Vi1	-8,32	0,04	6,14	0,01
Vi		Vi2	-8,23	0,05	4,41	0,01
Li	Lioni	Li1	-6,22	0,04	8,12	0,02
Li		Li2	-6,3	0,03	11,13	0,02
Mappable travertine bodies associated with volcanic deposits						
Mc	Monticchio Bagni	Mc1	-5,94	0,04	8,03	0,02
Mc		Mc2 #	-8,07	0,03	7,89	0,02
Not mappable travertine bodies associated with perched springs						
Ap	Acqua delle Panicare	Ap1 #	-5,96	0,02	-9,51	0,02
Ce	Cetara Fuentes	Ce1 #	-5,21	0,02	-8,68	0,02
Ag	Agerola	Ag1 #	-5,95	0,03	-9,78	0,02
Cm	Campora	Cm1 #	-5,6	0,08	-7,59	0,01

sample from Present-day deposits

] samples from depositional successions

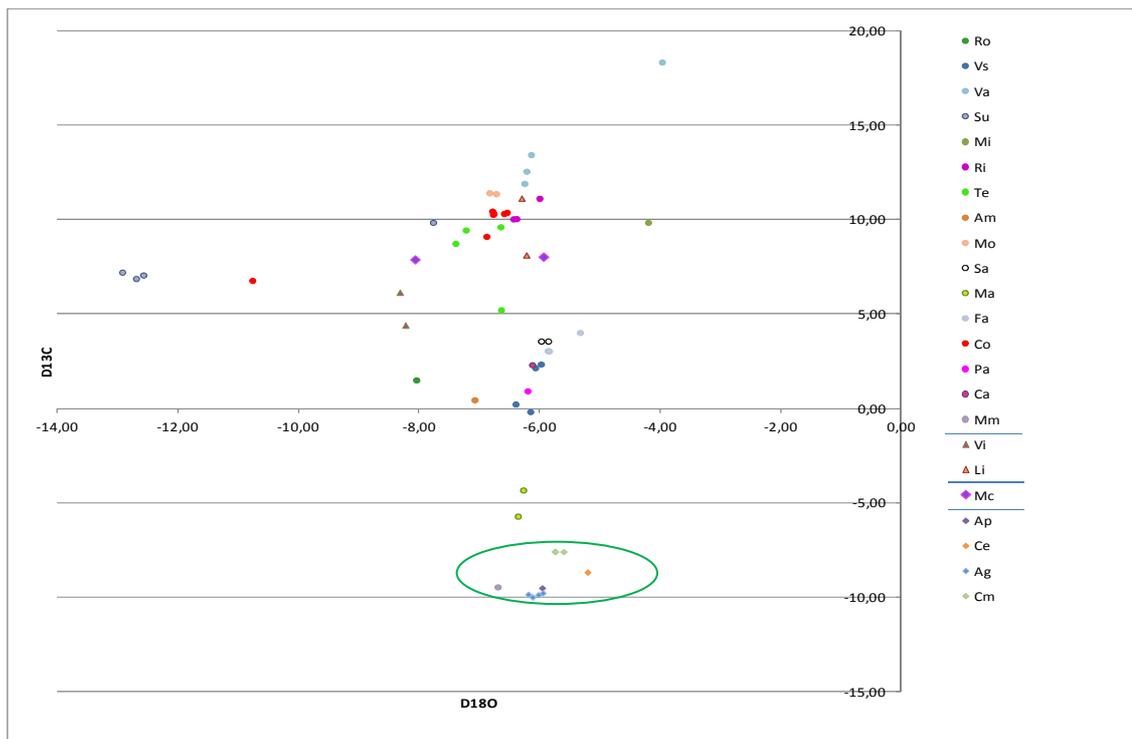


Figura 4.14. Diagramma combinato dei valori $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰] per i travertini di età quaternaria in Campania. Il cerchio verde racchiude i valori misurati per i travertini che depongono da sorgenti fredde minori (not mappable travertine bodies).

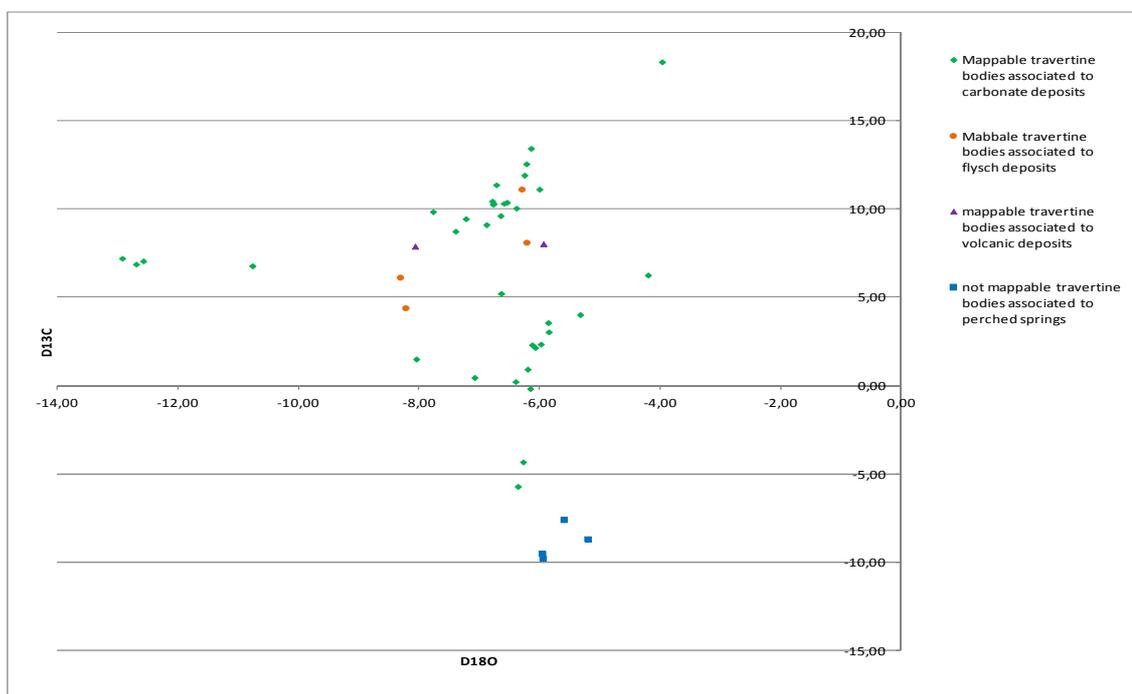


Figura 4.15. Diagramma combinato dei valori $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰]. Confronto sulla base del tipo di acquifero da cui scaturisce la sorgente.

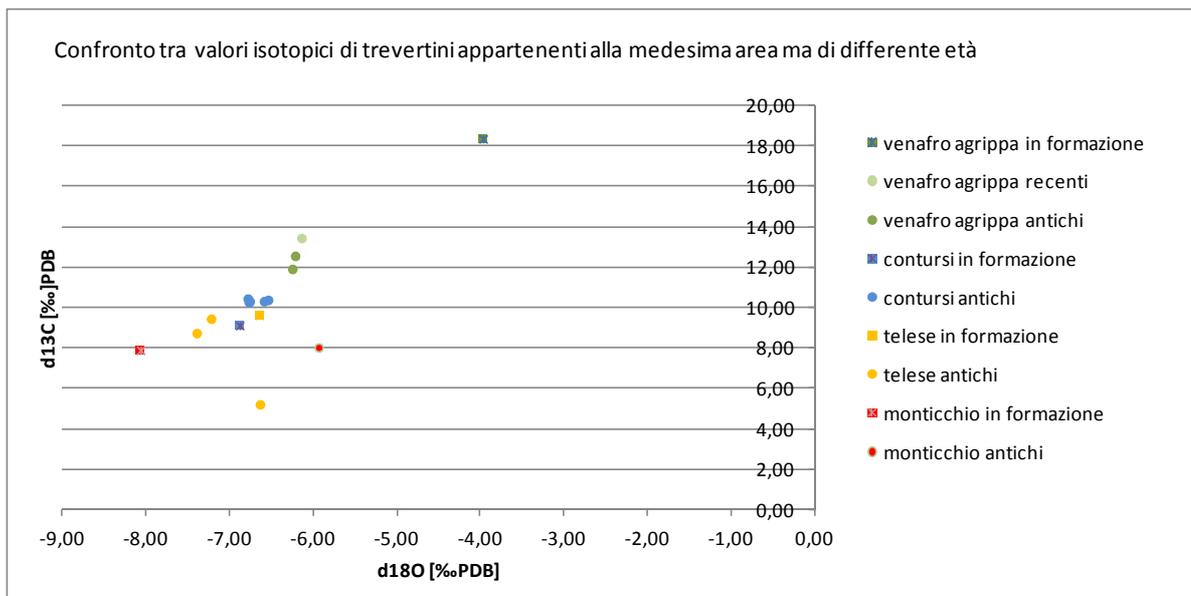


Figura 4.16. Diagramma combinato dei valori $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰]. Variazione del rapporto $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰] per campioni di travertino appartenenti alla medesima area ma relativi ad età differenti.

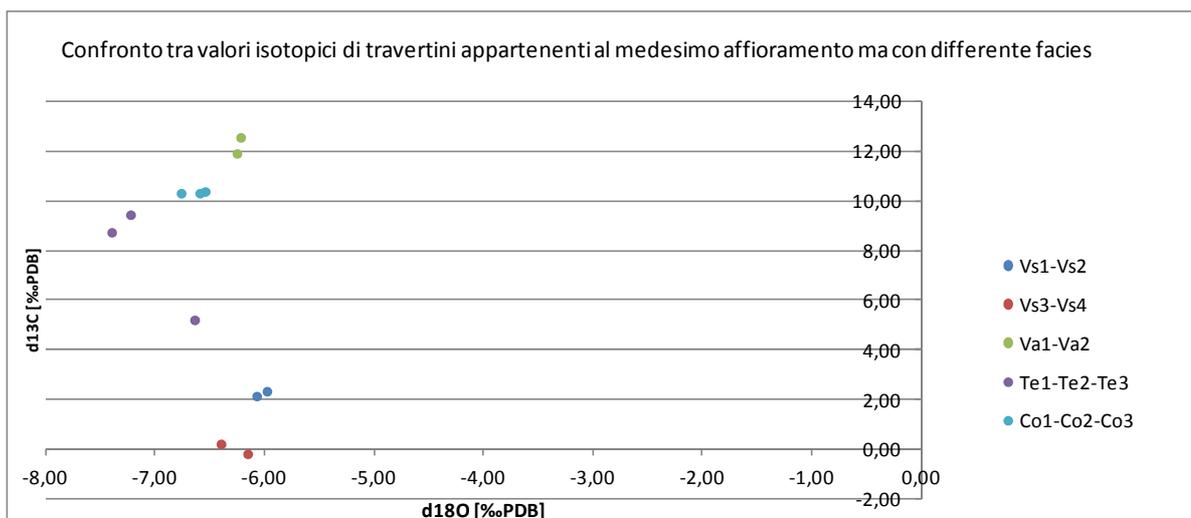


Figura 4.17. Diagramma combinato dei valori $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰]. Variazione del rapporto $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ [PDB‰] per campioni di travertino appartenenti al medesimo affioramento ma caratterizzati da facies deposizionale differente.

4.3.2 IL RAPPORTO ISOTOPICO DELL'OSSIGENO NEI TRAVERTINI DELLA CAMPANIA

I valori del rapporto isotopico dell'ossigeno per i travertini della Campania mostrano valori compresi tra -12.93 e -3.97‰ PDB (Fig. 4.18). Essi presentano una dispersione limitata nell'ambito della stessa località, in genere non superiore a circa 1‰ δ (Fig. 4.18). Vi sono

delle eccezioni che sono nella gran parte dei casi da attribuire a differenti sorgenti da cui avviene la precipitazione, come nel caso del campione Co7 prelevato a Terme Capasso rispetto ai campioni di Contursi Bagni (Co1-Co6), che mostrano una dispersione con un'ampiezza pari a 3.89‰ δ .

La costanza dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ per la gran parte dei depositi travertinosi della Campania ci permette di fare delle considerazioni sui due parametri da cui dipende la composizione isotopica dell'ossigeno di un carbonato: la temperatura di precipitazione e la composizione isotopica delle acque madri. A partire dal medesimo contesto geologico di formazione, costituito per la gran parte delle sorgenti da depositi carbonatici, appare chiaro che il valore della dispersione dei valori può fornire informazioni sulla temperatura di precipitazione delle acque. Sulla base di quanto provato da Gonfiantini et al. (1968), la dispersione limitata dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ può suggerire che le temperature delle acque madri per la maggior parte dei depositi considerati dovevano essere prossime a quella ambiente.

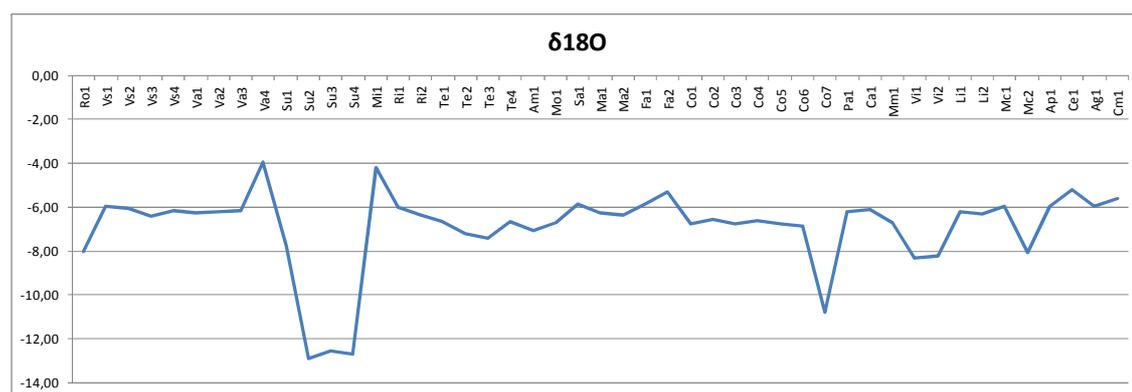


Figura 4.18. Dispersione dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ [‰PDB] per i campioni analizzati.

4.4 INTERPRETAZIONE LITOFACIES/FABRICS E SEGNALE ISOTOPICO

I risultati delle analisi isotopiche mostrano che solo le sorgenti fredde minori e di alta quota che formano depositi di travertino non mappabile presentano valori fortemente negativi valori $\delta^{13}\text{C}$. Al contrario, tutti i mtb presentano valori positivi del rapporto isotopico del carbonio ed elevata mineralizzazione nelle sorgenti di alimentazione.

I depositi di travertino originati da acque di sorgenti fredde o di alta quota (Ap1, Ce1, Cm1, Ag1) mostrano facies prevalentemente di tipo fitoclastico o fitoermale/microermale, molto ricche in sostanza organica (microfite, briofite, macrofite, piccoli organismi) con stratificazione poco evidente, elevata porosità. Questi depositi presentano inoltre valori del $\delta^{13}\text{C}$ fortemente negativi (valore medio -8,88‰ PDB), indicando una fonte organica nelle acque meteoriche degli acquiferi superficiali (Chiodini et al., 2000; Minissale., 2004).

Inoltre, non sembra vi sia una relazione spaziale tra le perched springs e i principali lineamenti di faglia della regione. I valori positivi del $\delta^{13}\text{C}$ dei depositi mtb indicano invece chiaramente che il carbonio organico di derivazione dal suolo è in questo caso minore e al converso è molto probabile una fonte di carbonio dalla crosta (Chiodini et al., 2000; Minissale., 2004).

Quanto detto per i piccoli depositi associati alle perched springs è coerente con l'ipotesi corrente per l'origine dei travertini campani (cfr. Introduzione), cioè che si tratta di sorgenti le cui acque fredde sono di origine meteorica e presentano una certa mineralizzazione, di tipo bicarbonato-calcica, dovuta essenzialmente alle interazioni roccia-acqua avvenute in acquiferi carbonatici superficiali durante il tempo di residenza delle acque. Non vi sono processi di mixing con acque di origine profonda o gas. Questi dati sono in accordo con il tipico segnale isotopico dei *metheogene travertine* (Pentecost, 2005) e con le caratteristiche geochemiche e tessiturali dei *calcareous tufa* (Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008; Pedley, 2009) (Fig. 4.19).

Il fatto che la quasi totalità dei grandi depositi di travertino abbia una segnatura isotopica "profonda" è apparentemente in contrasto con le classificazioni correnti, che prevedono per i depositi "thermogenici" tessiture di classico *travertine* piuttosto che di *calcareous tufa*.

Sulla base dello studio delle facies e dei fabric, e delle conoscenze pregresse delle aree di studio è stato possibile distinguere nel nostro studio depositi del tipo *travertine* (Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996) che precipitano da sorgenti termali e depositi del tipo *calcareous tufa* (Ford & Pedley, 1996; Pedley, 2009).

Possono essere classificati *travertine* i depositi affioranti nelle aree di Suio, Mondragone, Contursi e Villamaina in zone che per motivi differenti hanno caratteristiche termali. In queste aree abbiamo temperature delle acque alla sorgente comprese tra 27 e 58°C e, sovente, emissioni di gas. Questi travertini sono caratterizzati da fabric primario cristallino e inorganico, con laminazione regolare e bassa porosità. I cristalli talvolta sono associati a batteri e Cianobatteri e a bolle di gas, in accordo con quanto previsto dalla letteratura (Chafetz & Folk, 1984; Ford & Pedley, 1996; Riding, 2002; Gandin & Capezzuoli, 2008). I travertine presentano valori positivi del $\delta^{13}\text{C}$, in questo caso compresi tra 4.41 e 11.37‰ PDB (coerente con quanto riportato in letteratura, Pentecost, 2005; Capezzuoli et al., 2014).

Le facies tipiche dei *calcareous tufa* sono invece osservate in tutti gli altri depositi di travertino della Campania. Essi mostrano le caratteristiche facies descritte in letteratura da Buccino et al. (1978), D'Argenio & Ferreri (1987) etc., tra le quali prevalgono le facies fitoermali/microermali e stromatolitiche, con stratificazione poco o per nulla evidente, abbondante materiale organico, soprattutto macrofite e briofite, elevata porosità e tassi di deposizione bassi. Per alcuni dei casi studiati, come Paestum Capaccio, la precipitazione del travertino è strettamente legata alla presenza di biofilm (vedi cap. 4). In teoria questi travertini, aventi le caratteristiche tessiturali e deposizionali dei *calcareous tufa*, dovrebbero avere valori del $\delta^{13}\text{C}$ negativi, come quelli misurati per i depositi da sorgenti minori fredde o di alta quota, di cui si è parlato in precedenza, invece, fatta eccezione per i campioni Ma1 e Mm1 (rispettivamente Pontecagnano Malche e Montesano sulla Marcellana), tutti i travertini presentano valori del $\delta^{13}\text{C} > 0\text{‰ PDB}$ e, in particolare compresi tra -0.17 e $+11.13\text{‰ PDB}$. Questi valori non corrispondono ai valori isotopici previsti in letteratura per i *calcareous tufa* (Pentecost, 2005; Capezzuoli et al., 2014) (Fig. 4.19). Inoltre si è osservato che questi depositi travertinosi presentano una distribuzione sul territorio regionale che segue i principali lineamenti di faglia quaternari, lungo i bordi dei graben costieri peritirrenici e dei bacini tettonici intramontani, oltre che di altre zone sempre caratterizzate da fagliazione attiva (Cinque et al., 2000; Irollo et al., 2005; Galli e Naso, 2009; Ascione et al. 2012; 2013c).

Le differenze riscontrate tra i diversi tipi di deposito osservati sono stati sintetizzati in Tab. 4.3 ove sono stati messi a confronto i dati in nostro possesso relativi a tre gruppi osservati: "travertine", "*calcareous tufa*" e "perched spring *calcareous tufa*".

Tabella 4.3. Confronto di parametri geochimici e caratteristiche deposizionali/isotopiche/tettoniche dei depositi di travertino della Campania.

	travertine	<i>Calcareous tufa</i>	<i>Calcareous tufa - perched springs</i>
Spring type	Basal springs	Basal springs	perched springs
Water temperature (min - max)	27 - 58°C	11 -20°C	/
Water pH	6.7	6.6	/
TDS (ppm)	3427	1379	/
[HCO₃⁻] in solution (ppm)	1677.2	751.8	/
δ¹⁸O[‰ PDB]	-7.0	-8.1	/
areal extent	Mappable travertine bodies	Mappable travertine bodies	Not Mappable travertine bodies
Depositional morfologies	Multi-symmetrical bodies (mounds, slopes, cascades)	vents, cascades, dams, lake, slope	/
Depositional facies	Crystalline crusts, reed travertine, raft travertine (sensu Guo & Riding, 1998)	Travertino stromatolitico, fitoermale / microermale, travertino clastico (sensu D'Argenio & Ferreri, 1987)	Travertino fitoermale / microermale, travertino clastico (sensu D'Argenio & Ferreri, 1987)
Primary porosity	Generally low	Generally high	Very high
δ¹³C [‰ PDB]	8,51	5.01	-8,88
δ¹⁸O[‰ PDB]	-8,44807	-6,26335	-5.72
Tectonic relation	Always present	Often present	Not present

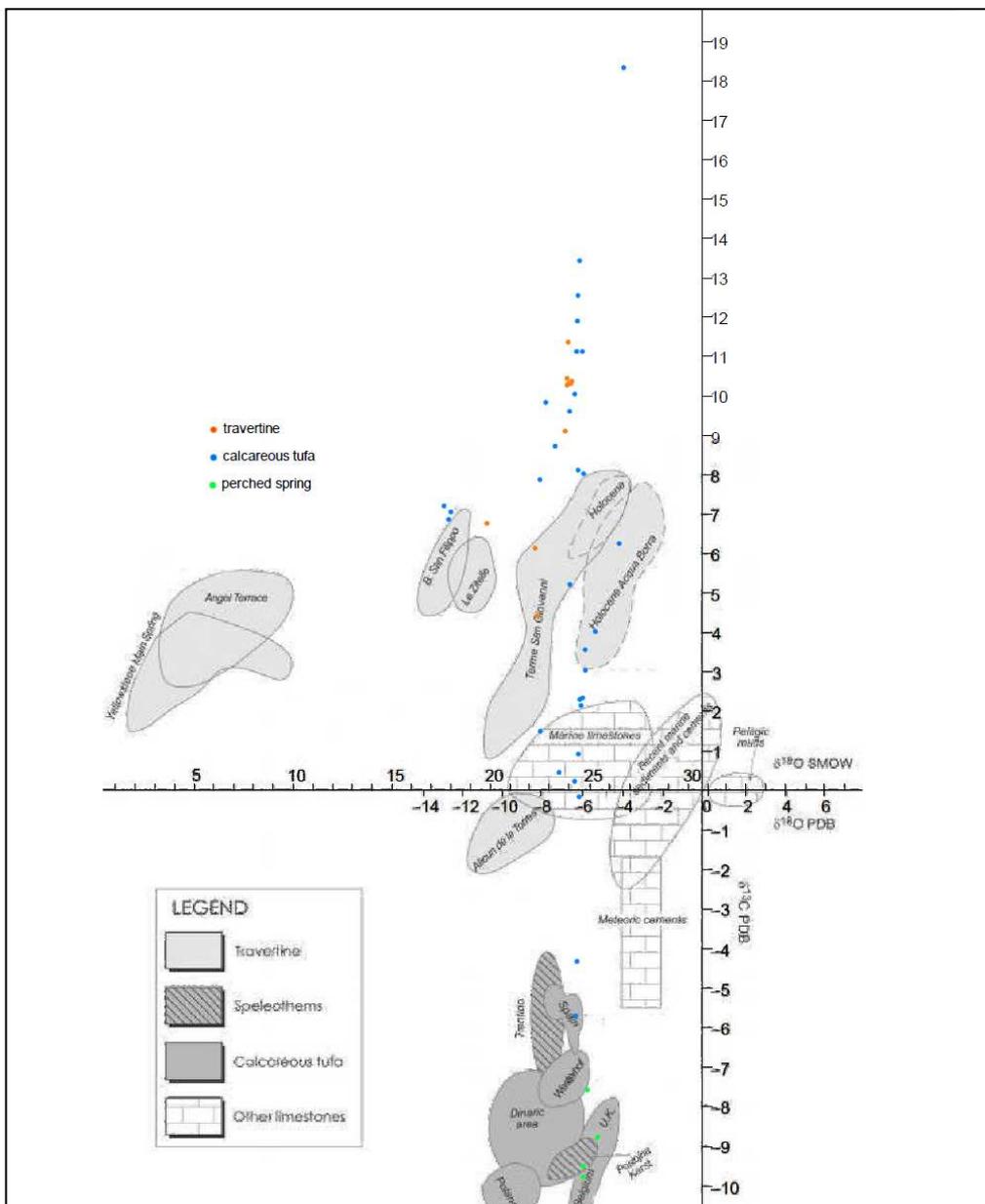


Figura 4.19. Diagramma combinato dei valori $\delta_{18}\text{O}/\delta_{13}\text{C}$ (V-PDB‰) derivato da carbonati formati in ambiente marino e continentale. Modificato da Gandin & Capezzuoli (2008). Le principali aree di distribuzione dei valori isotopici dei travertini oggetto di studio sono riportate in blu.

CAPITOLO 5. CONCLUSIONI

Lo studio condotto ha riguardato l'identificazione e caratterizzazione di tutti i depositi di travertino della regione Campania. Alcuni di questi depositi sono stati oggetto di studi, condotti con diverse finalità, tuttavia non era mai stato fatto fino ad ora un lavoro di sintesi che comprendesse e mettesse a confronto tutti i depositi esistenti. Nell'ambito di questo studio è stato possibile apportare nuovi dati al quadro delle conoscenze sui travertini dell'Italia meridionale, in particolare dati riguardanti le caratteristiche sedimentologiche, petrografiche e geochemiche e la distribuzione spaziale dei depositi di travertino rispetto alle principali sorgenti basali dei massicci carbonatici, alle emissioni gassose e alle principali linee tettoniche attive. Infine, i dati raccolti hanno permesso di avanzare delle ipotesi sui fattori che controllano la deposizione dei travertini.

Lo studio ha riguardato i mappable travertine bodies (mtb), cioè quei corpi deposizionali che presentano spessori ed estensioni cartografabili alla scala media (tra 1: 25k e 1:100k), formati tra il Pleistocene e l'Olocene. La caratterizzazione, sia in termini di segnale isotopico, sia delle analisi di facies/sedimentologiche, sono state condotte non su tutti i corpi di travertino della Campania ma solo su quelli selezionati che in totale corrispondono a 20 areali di cui 18 formati tra il Pleistocene superiore e l'Olocene (Rocchetta a Volturno, Ro; Venafro, Santa Cristina-Armieri Vs, Agrippa, Va; Suio, Su; Minturno, Mi; Telesse, Te, Amorosi, Am; Riardo, Ri; Triflisco, Tr; Sarno, Sa; Villamaina, Vi; Contursi, Co; Monticchio Bagni, Mc; Pontecagnano Malche, Ma, Faiano, Fa; Paestum, Porta Marina, Pa, Capasso, Ca) e 2 formati nel Pleistocene medio (Lioni, Montesano sulla Marcellanea). Le analisi hanno riguardato inoltre 4 depositi di travertino di dimensioni limitate (non mappabili), depositi in prossimità di sorgenti fredde minori o di alta quota (Acqua delle Panicare, Ap; Cetara, Ce; Agerola, Ag; Campora, Cm), e 1 deposito di travertino non mappabile in formazione presso le sorgenti basali di Mondragone (Mo). Per le aree in cui si ha deposizione attiva e fossile si è proceduto al campionamento sia dei depositi fossili sia dei depositi in formazione; questo è stato fatto in 7 areali, che comprendono: Venafro, Suio, Telesse, Triflisco, Paestum, Contursi Bagni e Monticchio Bagni. Inoltre nell'ambito dello stesso affioramento si è deciso di campionare lungo la verticale stratigrafica sulla base della distinzione delle facies affioranti. Ciò è stato fatto per 4 affioramenti, rispettivamente a Venafro Armieri (Vs1-Vs2), Venafro Santa Cristina (Vs3,Vs4), Venafro Agrippa (Va1, Va2) e Contursi (Co1, Co2, Co3).

La maggior parte dei carbonati continentali studiati in Italia meridionale vengono interpretati come *calcareous tufa* (Pedley, 1990; D'Argenio & Ferreri, 1987; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008; Gandin, 2013; Capezzuoli et al., 2014), mentre i carbonati continentali dell'Appennino centrale e settentrionale presentano più di frequente le caratteristiche tipiche dei “classici” depositi di *travertine* (Chafetz & Folk, 1984; Guo & Riding, 1992; Folk, 1994; Gandin, 2013; Capezzuoli et al., 2014; Gandin & Capezzuoli, 2014). Le litofacies dei travertini dell'Italia meridionale sono state oggetto di studio e classificazione da parte di diversi Autori in passato (Buccino et al., 1978; D'Argenio et al., 1983; Ferreri, 1985; D'Argenio & Ferreri, 1987; 1988; Violante et al., 1994; D'Argenio et al., 2013). L'indagine condotta sul campo ha confermato che per la gran parte dei depositi studiati le facies sono quelle tipiche del *calcareous tufa* (Pedley, 1990; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008), sebbene alcuni affioramenti presentino caratteristiche proprie dei travertine (Riding, 1991; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008). Questi comprendono i travertini precipitati nelle aree di Suio, Mondragone e Contursi e, subordinatamente, Villamaina, originati da acque calde, con temperature comprese tra 27° e 58°C, le quali aree presentano caratteristiche termali note (D'Amore et al., 1995; Corniello, 1996; Minissale, 2004).

Da un'attenta osservazione delle facies e dei fabric caratteristici è stato possibile classificare le facies deposizionali dei travertini campani analizzati in 5 categorie che includono: travertini stromatolitici (*sensu* D'Argenio & Ferreri, 1987; oppure stromatolitic travertine, *sensu* Manzo et al., 2012); travertino microermale/fitermale (*sensu* D'Argenio & Ferreri, 1987; oppure vacuolar travertine *sensu* Manzo et al., 2012; oppure reed travertine, *sensu* Guo & Riding, 1998); travertini fitoclastici/sabbie calcaree (*sensu* D'Argenio & Ferreri, 1987; oppure lithoclast travertine, *sensu* Guo & Riding, 1998); crystalline crust travertine (*sensu* Guo & Riding, 1998); raft travertine (*sensu* Guo & Riding, 1998) (vedi capitolo 4).

Le facies deposizionali descritte sono tipiche sia dei depositi attivi (Suio, Teleso, Contursi, Mondragone, Venafro, Paestum), sia di quelli fossili (Minturno, Sarno, Montesano sulla Marcellana) e osservazioni dettagliate farebbero ipotizzare che, nella maggior parte dei casi, la precipitazione delle suddette facies avviene/sia avvenuta in stretta relazione alla componente organica (biofilm, micro-organismi, macrofite e resti vegetali). L'alterazione e la modificazione del fabric primario dei travertini può essere attribuita ai processi diagenetici, tra i quali: cementazione, neomorfismo e dissoluzione. I processi diagenetici sono stati riconosciuti in quasi tutti i travertini studiati, con maggiori evidenze nei

campioni di Lioni (Li), Riardo (Ri), Monticchio Bagni (Mc) e Suio (Su) (cfr. par. 4.2.6). Essi sono controllati proprio dalla natura dei depositi, spesso molto porosi e pertanto interessati da circolazione di acque. Ciò rende problematica l'interpretazione dei caratteri originari di una litofacies e la ricostruzione degli eventi che hanno agito dopo la deposizione, come già evidenziato da D'Argenio et al. (1983) e Ferreri (1985).

I mtb della Campania precipitano solo da alcune tra le principali sorgenti basali dei massicci carbonatici della regione (Fig. 5.1)(vedi cap.3). Infatti, non tutte le sorgenti basali dei massicci carbonatici della Campania depositano travertino e la deposizione non sembra essere relazionata alla portata delle sorgenti. Si osserva, in particolare, che alcuni importanti acquiferi carbonatici della Campania, fortemente carsificati (Santangelo & Santo, 1995) e con importanti sorgenti basali (M. Picentini, M. Alburni, M. Cervati, M. di Sapri etc.), non danno luogo a deposizione di travertino. Inoltre, alcune placche sono associate ad acquiferi non carbonatici, ad esempio i travertini di Villamaina che affiorano in una zona interna della catena dove gli acquiferi principali non sono costituiti dai carbonati mesozoici ma da depositi terrigeni di flysch. Altro caso è dato dai travertini di Monticchio Bagni, associati ad un acquifero vulcanico (M.Vulture).

La chimica delle sorgenti e i valori isotopici del carbonio indicano chiaramente che solo i piccoli corpi di travertino non mappabili, depositi da sorgenti minori e di alta quota, mostrano valori fortemente negativi del $\delta^{13}\text{C}$. Tali valori, compresi tra -7,59 e -9,77‰ PDB indicano una origine organica del carbonio negli acquiferi superficiali (Deines, 1980; Pentecost & Viles, 1994; Pentecost, 1995; 2005; Ford & Pedley, 1996; Gandin & Capezzuoli, 2008). Diversamente, i principali depositi di travertino della regione (mtb) mostrano valori isotopici del carbonio positivi, indipendentemente dal tipo di acquifero da cui scaturiscono le acque (vulcanico, carbonatico, flysch) e dal tipo di facies e fabrics che li caratterizzano. Tali valori risultano confrontabili con i valori isotopici ottenuti da altri Autori (Brancaccio et al., 1986; Minissale, 2004 e relativa bibliografia; Pentecost & Colletta, 2004; Anzalone et al., 2007; Kastenmeier et al., 2010) per i travertini delle stesse aree. I valori positivi del $\delta^{13}\text{C}$ indicano chiaramente un significativo contributo da parte del carbonio inorganico, che può avere origine crostale (Chiodini et al., 2000; Minissale, 2004; Gandin & Capezzuoli, 2008) e, al contempo, che il contributo del carbonio organico (derivato dal suolo) è minore. L'ipotesi del maggiore contributo di fluidi di derivazione profonda è in accordo con le caratteristiche geochemiche delle principali sorgenti alimentatrici dei depositi mappabili, che mostrano un'elevata mineralizzazione e sovente

presenza di emissioni gassose associate (Duchi et al.,1995; Corniello, 1996; Minissale, 2004).

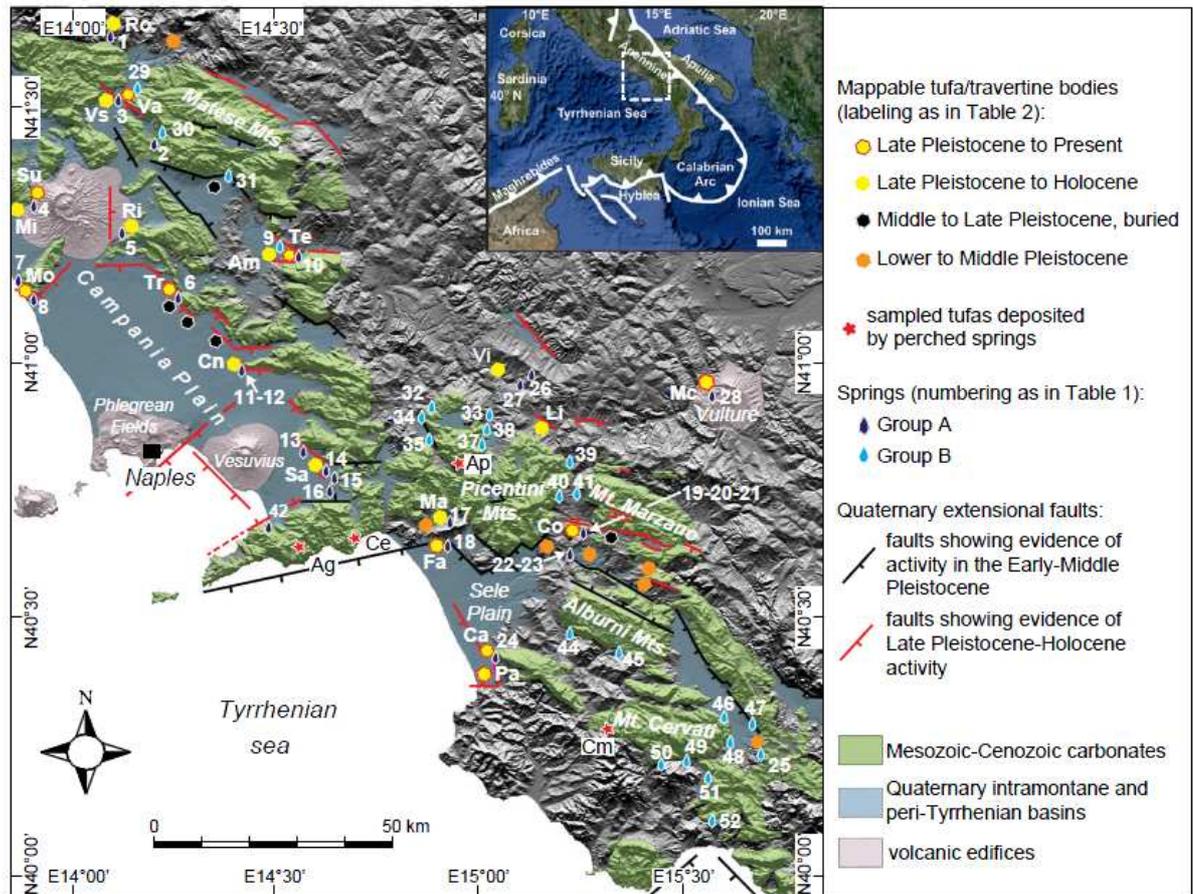


Figura 5.1. Distribuzione di travertini, sorgenti e fagliazione recente in Campania. Source: Ascione et al. (2013b).

Le relazioni spaziali tra mtb e faglie estensionali che mostrano evidenze di attività recente suggeriscono che la risalita di fluidi di derivazione profonda arricchiti in CO₂ avviene lungo faglie attive, come suggerito da numerosi studi (Sibson, 1996; Barbier, 2002; Crossey et al., 2006; Agosta et al., 2008; Ciotoli et al., 2013). Infatti, molti Autori (Kerrich, 1986; Sibson, 2000; Cello et al., 2001) riconoscono il ruolo delle zone di faglia, principalmente faglie attive, nella migrazione e degassamento di fluidi di derivazione profonda in aree non idrotermali (Toutain and Baubron, 1999; Ciotoli et al., 2007).

In Appennino meridionale è stata osservata la co-presenza di faglie attive, collapse sinkholes e corpi di travertino mappabili (Santo et al., 2011). Queste evidenze suggeriscono una connessione tra dissoluzione di carbonati, incentivata da un contributo addizionale di CO₂, e precipitazione di carbonati in superficie, lungo faglie attive,

generalmente di tipo estensionale (Altunel & Hancock, 1993a; 1993b; Hancock et al., 1999; Brogi, 2004; Zentmyer et al., 2008; Brogi & Capezzuoli, 2009; Nelson et al., 2009).

I mtb della Campania si concentrano lungo importanti faglie con importanza regionale (lunghezza maggiore di alcuni km, Fig. 5.1) che mostrano segni di attività nel tardo-Quaternario (Cinque et al., 1993; 2000; Hippolyte et al., 1994; Cavinato & De Celles, 1999; Caiazzo et al., 2006; Galli & Naso, 2009; Ascione et al., 2013b; 2013c) (cfr. par. 3.3.1). I travertini mostrano inoltre una spiccata relazione con l'età, infatti i depositi più recenti, del Pleistocene superiore – Olocene, si trovano lungo o presso le terminazioni laterali di faglie che risultavano attive durante quello stesso intervallo di tempo. Queste caratteristiche sono coerenti con quanto osservato da diversi autori per altre zone del mondo (Hancock et al., 1999; Cakir, 1999; Brogi et al., 2010). I depositi più antichi, riferibili al Pleistocene inferiore-medio, analogamente si rinvengono all'interno o ai margini di depressioni tettoniche interessate da tettonica estensionale nel corso del Pleistocene medio - inferiore.

I dati raccolti indicano che l'origine dei *calcareous tufa* dell'Appennino meridionale è simile a quella dei travertini dell'Appennino centrale e settentrionale (Minissale, 2004; Brogi et al., 2012), in quanto in entrambi i casi la precipitazione del travertino è connessa alla presenza di una CO₂ addizionata in profondità alle acque meteoriche di origine carsica. In Appennino meridionale, questo addizionamento è legato alla presenza di faglie attive che, dopo i campi idrotermali, rappresentano le principali vie di risalita per il degassamento della CO₂ (Sibson, 1996; Barbier, 2002; Agosta et al., 2008; Ciotoli et al., 2013).

La prevalenza di tessiture del tipo *tufa* in Italia meridionale sembra essere relazionata alle basse temperature di precipitazione, compatibili con una precipitazione da acque provenienti da sorgenti non termali o a bassa termalità, che si sono raffreddate dopo pochi metri dall'emergenza, in un ambiente di tipo fluviale. Il sistema deposizionale dei travertini è infatti di tipo "dinamico", ossia allontanandosi dal punto di emissione dell'acqua variano le caratteristiche chimico-fisiche della soluzione e variano perciò anche le caratteristiche dei travertini deposti da zone più prossimali verso zone più distali (Liu et al., 1995; Martín-Algarra et al., 2003).

I processi organici svolgono un ruolo fondamentale nella formazione delle tessiture dei carbonati in precipitazione, anche se non rappresentano gli agenti innescanti della precipitazione. Il fattore che guida la precipitazione di gran parte dei depositi mappabili e

rappresentato da una supplementare sorgente di CO₂, fornita da fluidi di derivazione profonda in risalita lungo faglie attive. Questa circostanza è stata trattata in numerosi studi, anche per altre aree (Sibson, 1996; Barbier, 2002; Agosta et al., 2008; Ciotoli et al., 2013). Il contributo di una CO₂ supplementare può produrre una maggiore aggressività delle acque che interagiscono con le rocce portando ad un aumento della mineralizzazione delle acque. Infatti, le sorgenti che derivano da circuiti idrogeologici superficiali di origine esclusivamente meteorica possono precipitare solo corpi di *calcareous tufa* di dimensione limitata, non confrontabili con quelle dei corpi mappabili. Il ruolo del degassamento della CO₂ in relazione all'origine di travertini, spesso in aree di fagliazione attiva, è stato evidenziato in molti studi (Hancock et al., 1999; Uysal et al., 2009; Burnside, 2010). Crossey et al. (2006) hanno dimostrato che la precipitazione dei travertini nell'area del Grand Canyon è determinata da una fonte supplementare di CO₂, fornita da fluidi di derivazione profonda, alle acque meteoriche. Le conclusioni di questo studio suggeriscono che nella genesi dei *calcareous tufa*, acque meteoriche "pure" e processi organici non sarebbero sufficienti a produrre depositi geologicamente significativi come quelli presenti in Campania. Le classificazioni tessiturali di *travertine* e *calcareous tufa* possono essere considerate quindi significative nella definizione dell'ambiente di deposizione locale (Pedley, 2009), senza tuttavia implicare caratteristiche genetiche come la distinzione tra sorgenti meteoriche e fluidi di derivazione profonda.

APPENDICE 1 - SCHEDE AFFIORAMENTI

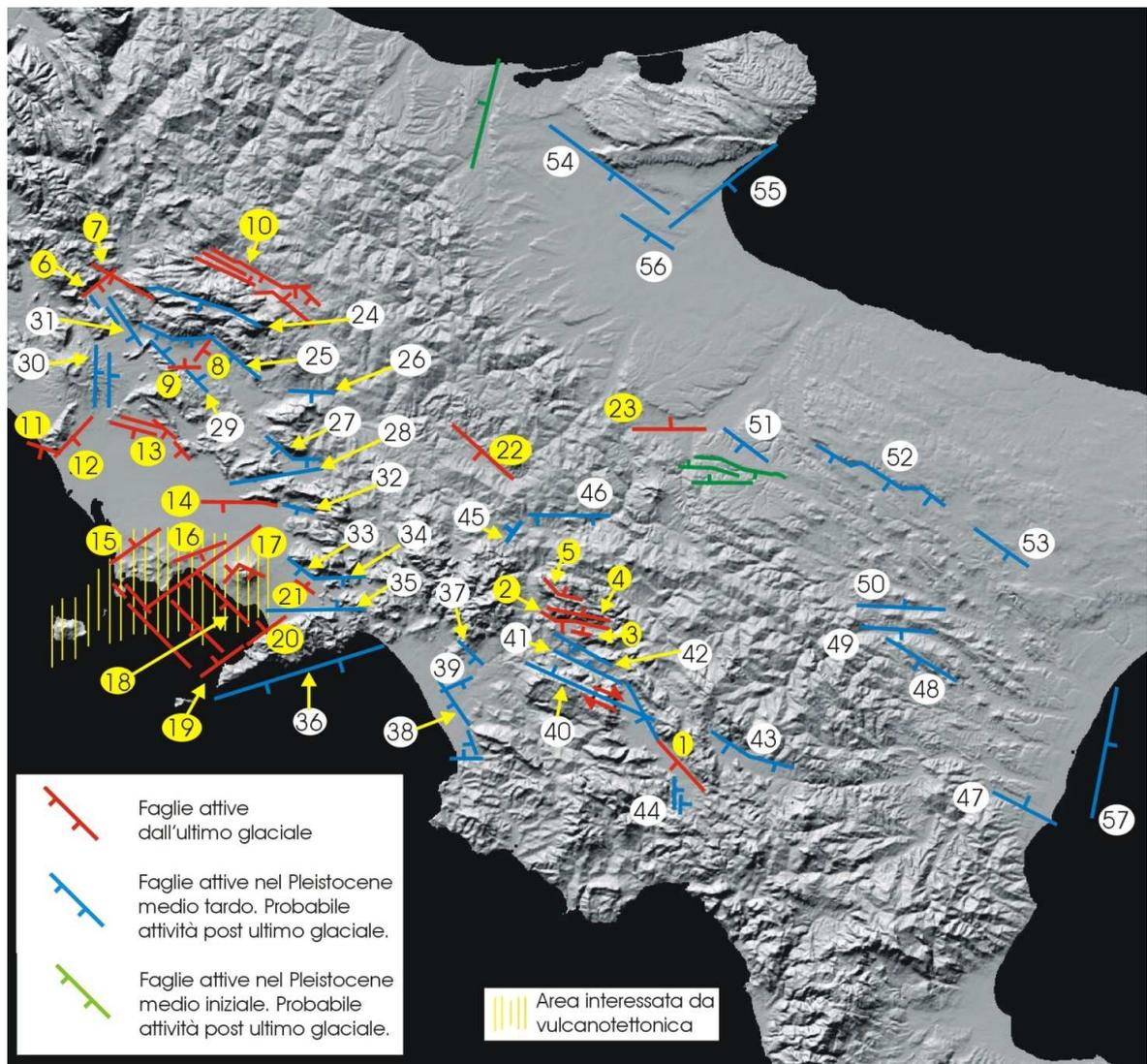


Figura I.1. Carta delle faglie tardo-quadernarie dell'Appennino meridionale (Cinque et al., 2000) - In rosso sono rappresentate le faglie la cui attività nel corso dell'intervallo Ultimo Glaciale- Attuale (ultimi 50 ka circa) è ritenuta "certa" in quanto testimoniata dalla dislocazione di forme e/o depositi datati. Date le finalità della ricerca, sono state mappate anche faglie che hanno avuto attività certa nel Pleistocene medio e/o superiore e che manifestano indizi geomorfologici di attività tardo quaternaria ("freschezza" di scarpate in rocce tenere; dislocazioni e basculamenti di superfici deposizionali probabilmente non più antiche di 50 ka circa; etc.). Le strutture mappate corrispondono o a singole faglie o a sciami di faglie subparallele che, per motivi di scala, non potevano essere rappresentate singolarmente: nei casi del secondo tipo è stata indicata la faglia che, all'interno dello sciami, ha prodotto i rigetti maggiori e/o che presenta maggiore continuità e lunghezza. Infine, sono rappresentate con identico simbolo sia faglie che hanno prodotto rigetti di una o alcune centinaia di metri, sia faglie con rigetti tra il metrico ed il decametrico: dettagli circa l'entità dei rigetti prodotti ed i ritmi della fagliazione per alcuni dei lineamenti rappresentati sono riportati nella Tabella 1.

FAGLIE E SISTEMI DI FAGLIE	L (km)	Slip rate verticale (mm/a)	Intervalli cronologici	Intervallo di ricorrenza per eventi di fagliazione di superficie (anni)	T (km)
1 Vallo di Diano	31	* 0,5 - 1 ° 1	*Quaternario ° 0,4 - 0,6 Ma	-	-
2 S.Gregorio Magno (bordiera)	17	< 0,5	Quaternario	-	-
3 S.Gregorio Magno (sisma irpino 1980)	4	¹ 0,17 - 0,4	¹ 19660 yr cal B.P. - Attuale	¹ 2206 - 3104	² 8-12
4 M. Ogha	13	< 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
5 Piano di Pecore	8	¹ 0,29 - 0,4	¹ 8600 yr cal B.P. - Attuale	¹ 1684 - 2150	² 8-12
6 Venafro	12	> 0,25; < 1	Pleistocene medio - Attuale	-	-
7 Pozzilli – Capriati	22	0,2 - 0,4	Pleistocene medio - Attuale	-	-
8 Alife	6	0,5	36ka - Attuale	-	-
9 Baia e Latina	3,5	0,2 - 0,3	36ka - Attuale	-	-
10 Boiano	35	0,1 - 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
11 Mondragone	6	0,1 - 0,5	36ka - Attuale	-	-
12 M. Massico	10	*2 - 2,5 °0,2 - 0,5	*1,45 Ma - Attuale °36ka - Attuale	-	-
13 Piana Volturno (sciame)	34	*0,5 - 1,5 °0,2 - 0,5	*1,45 Ma -Attuale °36ka - Attuale	-	-
14 Cancellò	9	*0,4 - 0,6 °1	*1,45 - Attuale °0,13 Ma - Attuale	-	-
15 nord Campi Flegrei	13	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
16 Napoli	12	3 - 10	36ka - Attuale	-	-
17 Posillipo	30	*7 °3	*11ka - Attuale °Tardo Olocene - Attuale	-	-
18 Golfo di Napoli	27	4	36ka - Attuale	-	-
19 Vico Equense	15	4	36ka - Attuale	-	-
20 Castellammare	5	< 2	tardo Olocene - Attuale	-	-
21 Sarno	7	> 0,5	Olocene	-	-
22 Valle Ufita	22	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
23 Valle Ofanto	18	0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
24 Lago Matese	25	-		-	-
25 Piana di Alife	30	~ 1	Pleistocene inf. - Attuale?	-	-
26 Valle Calore	15	~ 0,1 – 0,2	Pleistocene medio - Attuale?	-	-
27 M. Taburno	9			-	-
28 Maddaloni - Valle Caudina	20			-	-
29 M.ti di Baia e Latina	16	~ 0,1	Pleistocene inferiore - Attuale?	-	-
30 Roccamonfina (sciame)	15	~ 0,1	tardo Pleistocene medio – Attuale?	-	-

31 Mastrati	15	> 0.1	tardo Pleistocene medio – Attuale?	-	-
32 M.ti di Avella	8	0.2 – 0.5	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
33 M.ti di Sarno	9			-	-
34 Siano	12	0.2 – 0.5	Pleistocene medio - Attuale?	-	-
35 nord M.ti Lattari	12	1 - 2	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
36 Golfo di Salerno	48	1 – 1.5	Pleistocene inferiore - Attuale?	-	-
37 S.Vito	8	0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
38 Ponte Barizzo	10	> 0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
39 P. delle Olive	7	0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
40 M. Alburno	34	-		-	-
41 Valle Tanagro	18	0.7 – 0.25	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
42 M. S. Giacomo	17	~ 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
43 alta Val d'Agri	25	< 0.6	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
44 Buonabitacolo	5	< 0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
45 Lioni	5	0.2 – 0.5	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
46 M. Cervaro	25	-	-	-	-
47 bassa valle F. Sinni	28	< 0.2	Pleistocene superiore – Attuale?	-	-
48 Piano di Codola	25	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
49 torrente Bilioso	20	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
50 Calciano	22	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
51 torrente Matinella	12	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
52 Gravina di Puglia	30	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
53 Santeramo in Colle	8	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
54 Apricena	30	-		-	-
55 Manfredonia	30	-		-	-
56 Amendola	10	-		-	-
57 Golfo di Taranto					

Tabella I.1. Caratteristiche delle faglie tardo-quadernarie dell'Appennino meridionale (Cinque et al., 2000) - L: lunghezza del sistema di faglia. T: spessore dello strato sismogenetico. Nella prima colonna, i numeri si riferiscono alle faglie ubicate nella Figura 1: faglie e sistemi indicati in grassetto si riferiscono alle faglie rappresentate in rosso; i restanti alle faglie marcate in blu. Nella colonna "Slip rate" sono indicati in grassetto i valori stimati sulla base dell'offset di successioni datate; nei restanti casi i valori sono stati stimati su base geomorfologica. 1 da Pantosti et al. (1993a), 2 da Pingue et al. (1993)

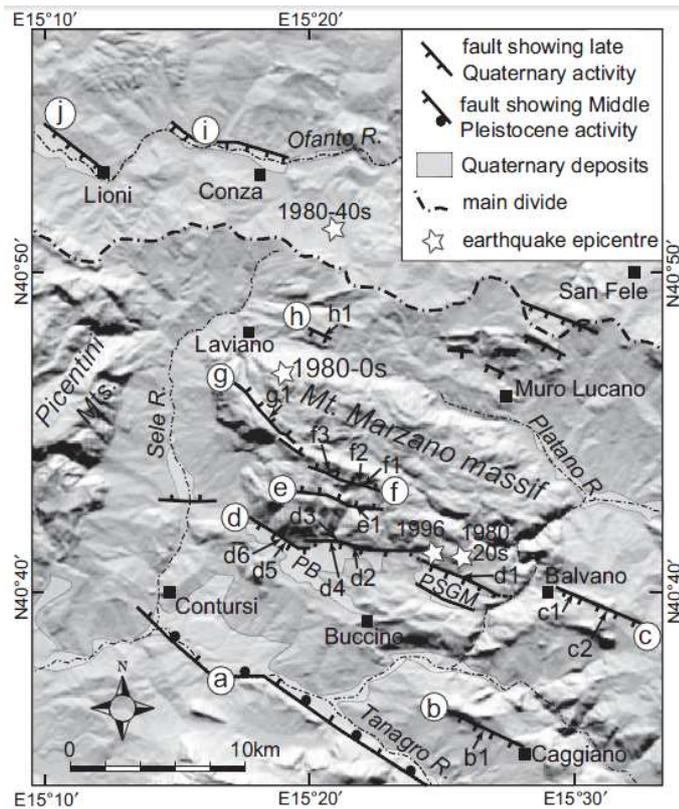


Figura I.2. (Ascione et al., 2013a). Faglie che mostrano evidenze di attività nella zona epicentrale terremoto del 1980 in Irpinia. mappate su DEM a 90 m. Legenda : a - faglia del Tanagro; b - faglia di Caggiano ; c - faglia di Balvano , d - zona di faglia Piani di Buccino - Pantano di San Gregorio Magno (PSGM); e - zona di faglia Monte Ognà; f - zona di faglia Serra del Dardano; g - zona di faglia Monte Marzano - Monte Carpineta; h - faglia di Laviano , i - faglia di Conza; j - faglia di Lioni; le zone di faglia c e d sono incluse nel gruppo di faglie Buccino - Balvano; le zone di faglia e , f , g sono incluse nella zona di faglia Marzano.

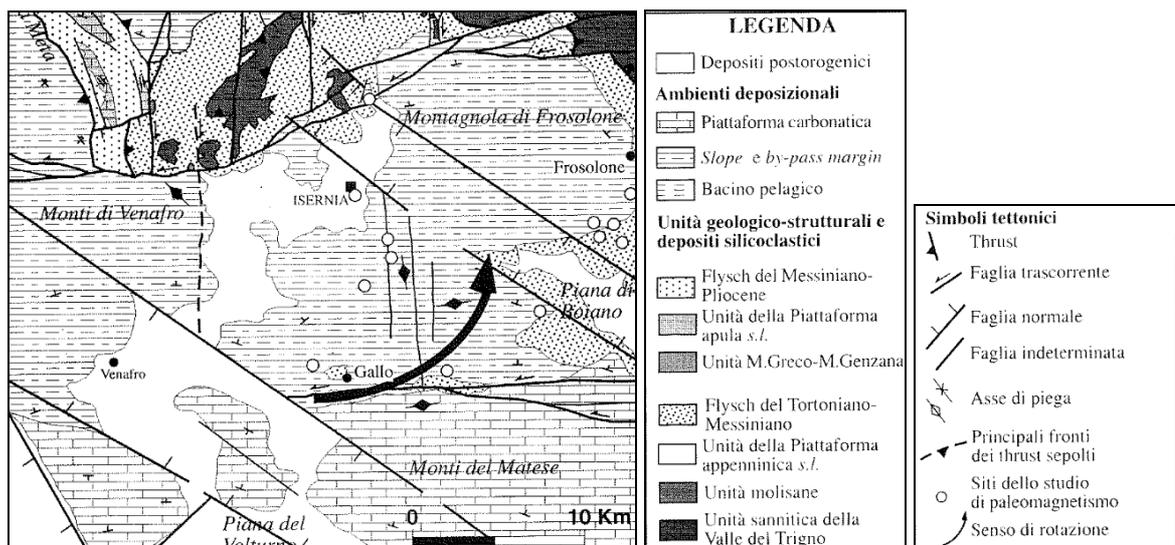


Figura I.3. Schema geologico-strutturale dell'area dei Monti di Venafro - Piana di Rocchetta a Volturno. Modificata da Di Bucci et al. (1999).

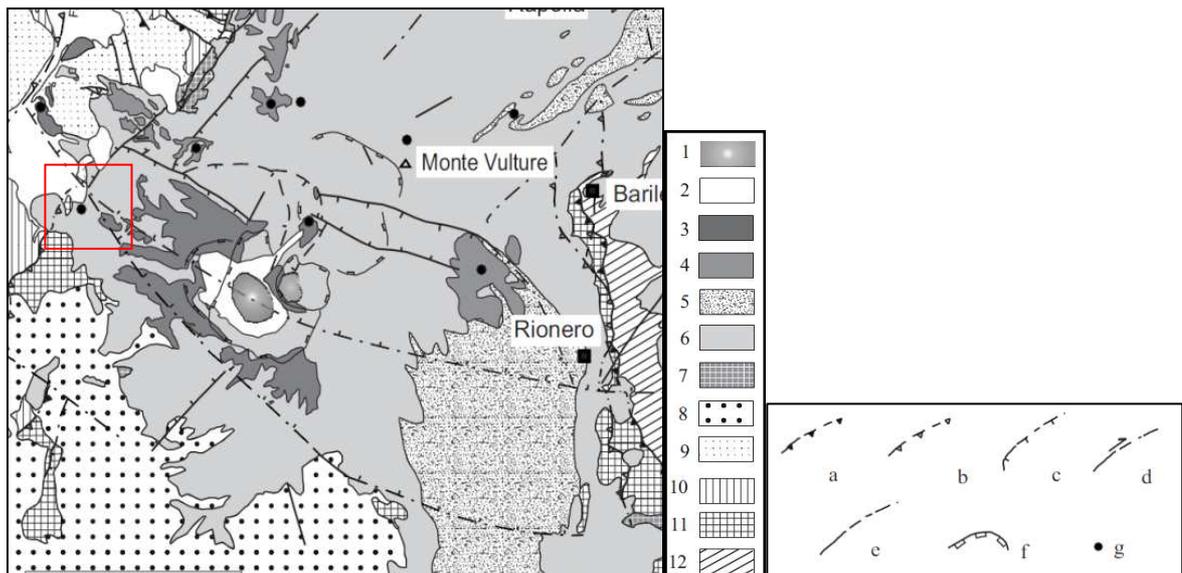


Figura I.4. Stralcio carta geologica del Monte Vulture. Modificata da: Schiattarella et al. (2005).
LEGENDA: 1) Lagshi di Monticchio; 2) Corpi di frana e depositi alluvionali e lacustri; Unità vulcaniche del Monte Vulture e successioni dei bacini sedimentari epiclastici associati: 3) Sintema dei Lagshi di Monticchio (132±12 ka); 4) Sintema della Valle dei Grigi-Fosso del Corbo (480±8 ka); 5) Sintema di Melfi (557±7 ka); 6) Sintema di Barile (646,3±6,7 ka - 624±35 ka); 7) Sintema di Foggianello (674±7 ka); Unità pre-vulcaniche: 8) Supersintema della Fiumara di Atella (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore?); 9) Unità sinorogene mioceniche discordanti sul substrato meso-cenozoico; 10) Unità del T.te Rifezze («Complesso delle Argille marnose», Cretacico-Oligocene); 11) Unità Sassano-M.te Mattina («Flysch Rosso» Auctt., Cretacico-Oligocene, e successioni mioceniche a tetto); 12) Unità di Ripacandida (Miocene); Simboli: a) sovrascorrimento (tratteggiato quando incerto, a tratto e punto quando sepolto); b) faglia inversa (tratteggiata quando incerta, a tratto e punto quando sepolta); c) faglia diretta (tratteggiata quando incerta, a tratto e punto quando sepolta); d) faglia trascorrente (tratteggiata quando incerta, a tratto e punto quando sepolta); e) faglia ad alto angolo con cinematica non determinata (tratteggiato quando incerto, a tratto e punto quando sepolto); f) orlo craterico; g) centro vulcanico.

Il rettangolo in rosso indica l'area di affioramento dei travertini.

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	ROCCHETTA A VOLTURNO		Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000 sul Foglio n. 161 "Isernia" D'Argenio et al. (1981) Brancaccio et al. (1986; 1988) D'Argenio & Ferreri (1988) Golubic et al. (1993) Violante et al. (1994)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene 1° intervallo ->75.000 - 23.000 anni fa; 2° intervallo -> 17.600 - 12.500 anni fa; 3° intervallo -> 4.500 - today.		
Deposizione attuale			
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	10 kmq		Brancaccio et al. (1986)
Spessori	150 -170 m		Brancaccio et al. (1986)
Dati isotopici travertino		Valori medi [‰ PDB]	
	$\delta^{18}\text{O}$	-7.91	Brancaccio et al. (1986)
	$\delta^{13}\text{C}$	1.05	
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇨ Castel San Vincenzo	41° 39' 21.26" 14° 3' 39.14"	Ro1, Ro2
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Capo Volturno	Mainarde	Minissale (2004) Minissale & Vaselli (2011)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	M. Della Rocchetta fig. 3.	Breve distanza	Di Bucci et al. (1999)

			Riferimenti bibliografici
Denominazione	VENAFRO		Brancaccio et al. (1997)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene DATAZIONE RELATIVA in accordo con livelli di tephra e reperti storici e preistorici: post-Last Glacial Maximum (LGM).		Coltorti et al. (2005) Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio n. 161 "Isernia" Galli & Naso (2009)
Deposizione attuale	X Acqua Sulfurea Terme Agrippa		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	7 kmq		
Spessori	5 m		Galli & Naso (2009)
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$	N.C.	
	$\delta^{13}\text{C}$	N.C.	
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Venafro Loc. Armieri	41°29'37,718" N 14°4'27,664"E	Vs1, Vs2
	Affioramento 2 ⇒ Venafro Loc. Santa Cristina	41°29'13,027"N 14°5'18,218"E	Vs3, Vs4
	Affioramento 3 ⇒ Venafro Stabilimento Terme Agrippa	41°30'7,789"N 14°6'56,183"E 41°30'1,14"N 14°6'56,159"E 41°30'1,737"N 14°6'55,751"E	Va1, Va2 Va3 Va4
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Riferimenti bibliografici
	Capo D'Acqua Pozzilli	M. di Venafro	Allocca et al. (2009)
	Acqua Sulfurea	M. del Matese	Galli & Naso (2009) Italiano et al. (2000)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia di Venafro (n.6 in Fig. 1 e Tab. 1). Faglia Pozzilli-Capriati (n.7 in Fig. 1 e Tab. 1) Attività tra Pleistocene medio -Attuale.	Intersezione di faglie.	Brancaccio et al. (1997) Cinque et al. (2000); Galli & Naso (2009);

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	SUIO	Carta Geologica d'Italia v.s., scala 1:100.000 Foglio n. 171 "Gaeta e Vulcano di Roccamonfina" D'Argenio & Ferreri (1988) D'Amore et al. (1995) Pentecost & Colletta (2004) Minissale (2004)	
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale	X - Terme Tomassi, Piscine Luval, Sant'Egidio		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	0.50 kmq		
Spessori	5 m		
Dati isotopici travertino	Valori [‰ PDB]		
	$\delta^{18}\text{O}$	-11.37	
	$\delta^{13}\text{C}$	7.96	
Affioramenti	Coordinate geografiche		Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇨ Piscine Luval	41°19'37,079"N 13°52'46,19"E	Su1
	Affioramento 2 ⇨ Terme Tomassi	41°18'46,616"N 13°53'35,701"E	Su2
	Affioramento 3 ⇨ Terme Ciorra	41°18'35,477"N 13°53'37,17"E 41°18'35.36"N 13°53'36.42"E	Su3 Su4
Sorgente alimentante	Struttura idrogeologica alimentante		Dati sorgente - dati bibliografici
	Terme Tomassi	Monti Aurunci orientali	D'Amore et al. (1995) Pentecost & Coletta (2004)Minissale & Vaselli (2011)
	Terme Ciorra	Monti Aurunci orientali	
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Non segnalate faglie ad attività tardo- quaternaria.		

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	MINTURNO		Carta Geologica d'Italia v.s., in scala 1:100.000 Foglio n. 171 "Gaeta e Vulcano di Roccamonfina"
Età assoluta e/o relativa	Olocene		
Deposizione attuale			
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	0.04 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Strada Ausente	41°16'12,394"N 13°47'27,463"E	Mi1
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Non segnalate faglie ad attività tardo-quadernaria.		

		Riferimenti bibliografici
Denominazione	MONDRAGONE	
Età assoluta e/o relativa	>39 ka - datazione relativa in base all'I.C.	
Travertini affioranti	X	
Deposizione attuale	X	
Travertini affioranti	X	
Travertini sepolti		
Estensione areale	NOT MTB	
Spessori		
Dati isotopici		
Dati travertino		valori
	$\delta^{18}\text{O}$	
	$\delta^{13}\text{C}$	
Affioramenti		
		Coordinate geografiche
	Affioramento 1 ⇒ Sinuessa	41°8'25,901"N 13°51'26,074"E
		Campioni prelevati
		Mo1
Sorgente alimentante		
		Struttura idrogeologica alimentante
	Sinuessa	M. Massico
		Dati sorgente - dati bibliografici
		Budetta et al. (1994) Corniello (1996)
Faglie		
	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini
	faglia di Mondragone (n.11 in Fig. 1 e Tab. 1).	Breve distanza
		Cinque et al. (2000)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	RIARDO		Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000 Foglio n. 172 "Caserta"
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale			
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	0.74 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Loc. Montanari	41°14'38,285"N 14°7'41,06"E 41°14'38,381"N 14°7'40,07"E	Ri1 Ri2
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Ferrarelle	M. Maggiore	Budetta et al. (1994) Minissale (2004)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Roccamonfina sciame (n. 30 in Fig. 1 e Tab. 1) Piana Volturno sciame (n. 13 in Fig. 1 e tab. 1).	Breve distanza	Cinque et al. (2000) Giordano et al. (1995)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	TRIFLISCO		Carta Geologica d'Italia v.s., in scala 1:100.000 Foglio 172 "Caserta"
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale	X - Sorgenti di Triflisco		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti	X		
Estensione areale	0.14 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	AFFIORAMENTO 1 ⇒ Sorgenti di Triflisco	41° 8'12.28"N 14°15'12.92"E	Tr1
	AFFIORAMENTO 2 ⇒ muro	41°8'13.08"N 14°15'13.67"E	Tr2
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Triflisco	M. Maggiore	Budetta et al. (1994) Minissale (2004)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Piana Volturno sciame (n. 13 in Fig. 1 eTab. 1).	Breve distanza	Cinque et al. (2000)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	TELESE - AMOROSI		
Età assoluta e/o relativa	Telese <39.000y Amorosi >39.000y	Carta Geologica d'Italia v.s., scala 1:100.000 Foglio 173 Panichi & Tongiorgi (1976) Aiello et al. (1989b) Minissale (2004) Del Prete et al. (2010)	
Deposizione attuale	X Telese Terme		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti	X - 12 m		
Estensione areale	0.62 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		Valori [‰ PDB]	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$	4.0 - 8.9	Panichi & Tongiorgi (1976)
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇨ Lago di Telese	41°12'40,623"N 14°32'8,47"E	Te1, Te2, Te3
	Affioramento 2 ⇨ Telese Terme	41°13'28,593"N 14°31'30,103"E	Te4
	Affioramento 3 ⇨ Amorosi	41°12'12,392"N 14°30'29,302"E	Am1
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Telese Terme	M. Matese	Budetta et al. (1994) Duchi et al. (1995) Harabaglia et al. (2002) Italiano et al. (2000) Voltattorni et al. (2006) Italiano et al. (2000)
	Grassano	M. Matese	Corniello (1996) Minissale & Vaselli (2011)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia della Piana di Alife (n. 25 in Fig. 1 e Tab. 1).	Terminazione di faglia	Cinque et al. (2000)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	CANCELLO		Carta Geologica d'Italia v.s., scala 1:100.000, Foglio n. 183
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale			
Travertini sepolti	X - 25 m -100m		
Estensione areale	13 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Calabricito	M. di Avella	Corniello (1996) Minissale & Vaselli (2011)
	Mofito		
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia di Cancello (n. 14 in Fig. 1 e Tab. 1).	Lungo faglia	Cinque et al. (2000)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	VILLAMAINA		Carta Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000, Foglio n. 186 "Sant'Angelo de' Lombardi"
Età assoluta e/o relativa	Olocene		
Deposizione attuale			
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	0.37 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇨ Cava Loc. Piano Grammatica	40°59'20,623"N 15°3'2,299"E 40°59'21,731"N 15°2'59,989"E	Vi1 - blocco affiorante Vi2 - lastra
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	San Teodoro	Acquifero in flysch	Ortolani et al. (1981) Duchi et al. (1995) Balderer et al. (2000)
	Mefite d'Ansanto	Acquifero in flysch	Ortolani et al. (1981) Italiano et al. (2000) Minissale & Vaselli (2011)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Non segnalate faglie ad attività tardo- quaternaria.		

			Riferimenti bibliografici
Denominazione	LIONI		Chiocchini (1981)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene Medio		
Deposizione attuale			
Travertini sepolti			
Estensione areale	0.10 kmq		
Spessori	35 m		Chiocchini (1981)
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇔ Cantina	40°52'31,209"N 15°11'21,136"E	Li1
	Affioramento 2 ⇔ Loc. San Bernardino	40°52'42,047"N 15°11'4,853"E	Li2
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia di Lioni (n. 45 in Fig. 1 e Tab. 1; j in Fig. 2)	Lungo faglia	Cinque et al. (2000) Ascione et al. (2013a)

			Riferimenti bibliografici
Denominazione	SARNO		Carta Geologica d'Italia v.s. scala 1:100.000, Foglio 185
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale			
Travertini affioranti			
Travertini sepolti	X - 3.00 m		
Estensione areale	4.30 kmq		
Spessori	3.00 m		
Dati isotopici travertino		Valori [‰ PDB]	
	$\delta^{18}\text{O}$	-5.89 -6.01	Kastenmeier et al (2010)
	$\delta^{13}\text{C}$	+2.80 +4.89	
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 \Rightarrow sondaggio Loc. Acqua	40°48'9,405"N 14°37'41,851"E	Sal
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Mercato Palazzo	M. di Sarno	Budetta et al. (1994) Corniello (1996) Minissale & Vaselli (2011)
	Santa Maria La foce		Celico et al. (1980) Budetta et al. (1994) Corniello (1996) Minissale & Vaselli (2011)
	San Marino di Lavorate		Budetta et al. (1994) Corniello (1996) Minissale & Vaselli (2011)
	San Mauro		Budetta et al. (1994) Corniello (1996) Minissale & Vaselli (2011)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia dei M. di Sarno (n. 33 in Fig. 1 e Tab. 1) Faglia di Siano (n. 34 in Fig. 1 e Tab. 1).	Lungo faglia	Cinque et al. (2000)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	PONTECAGNANO	Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Fogli n. 185 "Salerno" e n. 197 "Amalfi" D'Argenio et al. (1983) Violante et al. (1996) Amato (2005) Anzalone et al. (2004; 2007; 2008)	
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale	X - San Benedetto		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	27 kmq		
Spessori	50-60 m	Amato (1995)	
Dati isotopici travertino		Valori medi [‰ PDB]	
	$\delta^{18}\text{O}$	Present day carbonate incrustations: -8.21 -4.63 Fossil incrustations: -8.29 -4.25	Anzalone et al. (2007)
	$\delta^{13}\text{C}$	Present day carbonate incrustations: +2.16 +3.9 Fossil incrustations: -1.87 +11.73	Anzalone et al. (2007)
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Malche	40°41'31,354"N 14°53'23,251"E 40°39'56,729"N 14°54'16,738"E	Ma1 Ma2
	Affioramento 2 ⇒ Faiano	40°41'30,428"N 14°53'23,456"E	Fa1 Fa2
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Ornito - Acqua Solfegna	M. Picentini	Duchi et al. (1995)
	San Benedetto	M. Picentini	Budetta et al. (1994) Anzalone et al. (2007)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia del Golfo di Salerno (n. 36 in Fig.1 e Tab. 1); Faglia di San Vito (n. 37 in Fig.1 e Tab. 1).	Incrocio di faglie	Cinque et al. (2000)
			Riferimenti bibliografici

Denominazione	CONTURSI		Carta Geologica d'Italia v.s., scala 1:100.000, Foglio n.186 "Sant'Angelo de' Lombardi" Italiano et al. (2000; 2001) Minissale (2004) Vitale (2005)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale	X - Sx Sele, Capasso		
Travertini sepolti	X - Buccino		
Estensione areale	0.46 kmq		
Spessori	50-60m		Vitale (2005)
Dati isotopici travertino		Valori [‰ PDB]	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$	10.4	Panichi & Tongiorgi (1975)
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇨ sx Fiume Sele	40°40'22,083"N 15°14'46,82"E	Co1, Co2, Co3, Co4, Co5
	Affioramento 2 ⇨ sx Fiume Sele Deposizione attiva	40°40'29,374"N 15°14'47,861"E	Co6
	Affioramento 3 ⇨ Terme Capasso	40° 41' 23.12" N 15° 15' 5.68" E	Co7
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Capasso	M.Polveracchio-M.Raione	Ghiaria et al. (1994) Minissale (2004)
	Rosapepe		Ghiara et al. (1994) Balderer et al. (2000)
	Cappetta		Ghiara et al. (1994) Italiano et al. (2000)
	Acqua Sulfurea		Celico et al. (1979)
	Volpacchio		Celico et al. (1979)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia di San Gregorio Magno Bordiera (n. 2 in Fig.1 e Tab. 1); Faglia E-W del fiume Sele in Fig. 2.	Lungo faglia	Cinque et al. (2000) Ascione et al. (2013a)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	PAESTUM		Carta Geologica n.s. d'Italia scala 1:50.000, Foglio n. 486 "Foce del Sele". Ferrerri & Stanzione (1978) Aiello et al. (1989a) Pentecost, (1995) Violante & D'Argenio (2000) Minissale (2004) Amato (2005) Vitale (2005) Amato et al. (2012)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		
Deposizione attuale	X - Capodifiume		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	18 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		Valori medi [‰ PDB]	
	$\delta^{18}\text{O}$	-7.32	Minissale (2004)
	$\delta^{13}\text{C}$	-0.875	
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Porta Marina	40°25'15,369"N 14°59'46,038"E	Pa1
	Affioramento 2 ⇒ sorgenti Capodifiume	40°26'51,877"N 15°2'39,573"E	Ca1
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Capodifiume	M. Cervati - M. Vesole	Celico et al. (1979; 1982) Duchi et al. (1995) Minissale & Vaselli (2011)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia di Ponte Barizzo (n. 38 in Fig.1 e Tab. 1).	Breve distanza	Cinque et al. (2000)

			Riferimenti bibliografici
Denominazione	MONTESANO SULLA MARCELLANA		Santangelo (1991)
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene medio		
Deposizione attuale			
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	1 kmq		
Spessori	Poche decine di metri		
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1	40°16'24.49"N 15°41'56.49"E	Mm1
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Montesano sulla Marcellana	M. della Maddalena	Nicotera & De Riso (1969)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Faglia del Vallo di Diano (n. 1 in Fig.1 e Tab. 1).	Terminazione di faglia	Cinque et al. (2000)

		Riferimenti bibliografici	
Denominazione	MONTICCHIO BAGNI		
Età assoluta e/o relativa	Pleistocene superiore - Olocene		Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio n. 187 "Melfi" Paternoster (2004) Principe (2005)
Deposizione attuale	X - Fonte Gaudianello		
Travertini affioranti	X		
Travertini sepolti			
Estensione areale	1.5 kmq		
Spessori			
Dati isotopici travertino		valori	
	$\delta^{18}\text{O}$		
	$\delta^{13}\text{C}$		
Affioramenti		Coordinate geografiche	Campioni prelevati
	Affioramento 1 ⇒ Loc. Foggiano	40°57'10,182"N 15°33'31,359"E	Mc1
	Affioramento 2 ⇒ Stabilimento Gaudianello	40°57'1,936"N 15°35'16,709"E	Mc2
Sorgente alimentante		Struttura idrogeologica alimentante	Dati sorgente - dati bibliografici
	Fonte Gaudianello	M. Vulture	Balderer & Martinelli (1995) Balderer et al. (2000) Paternoster (2004) Parisi (2009)
Faglie	Lineamenti principali	Rapporti con i travertini	
	Vedi fig. 4.	Lungo Faglia.	Schiattarella et al. (2005)

APPENDICE 2 - MICROFOTOGRAFIE DELLE SEZIONI SOTTILI

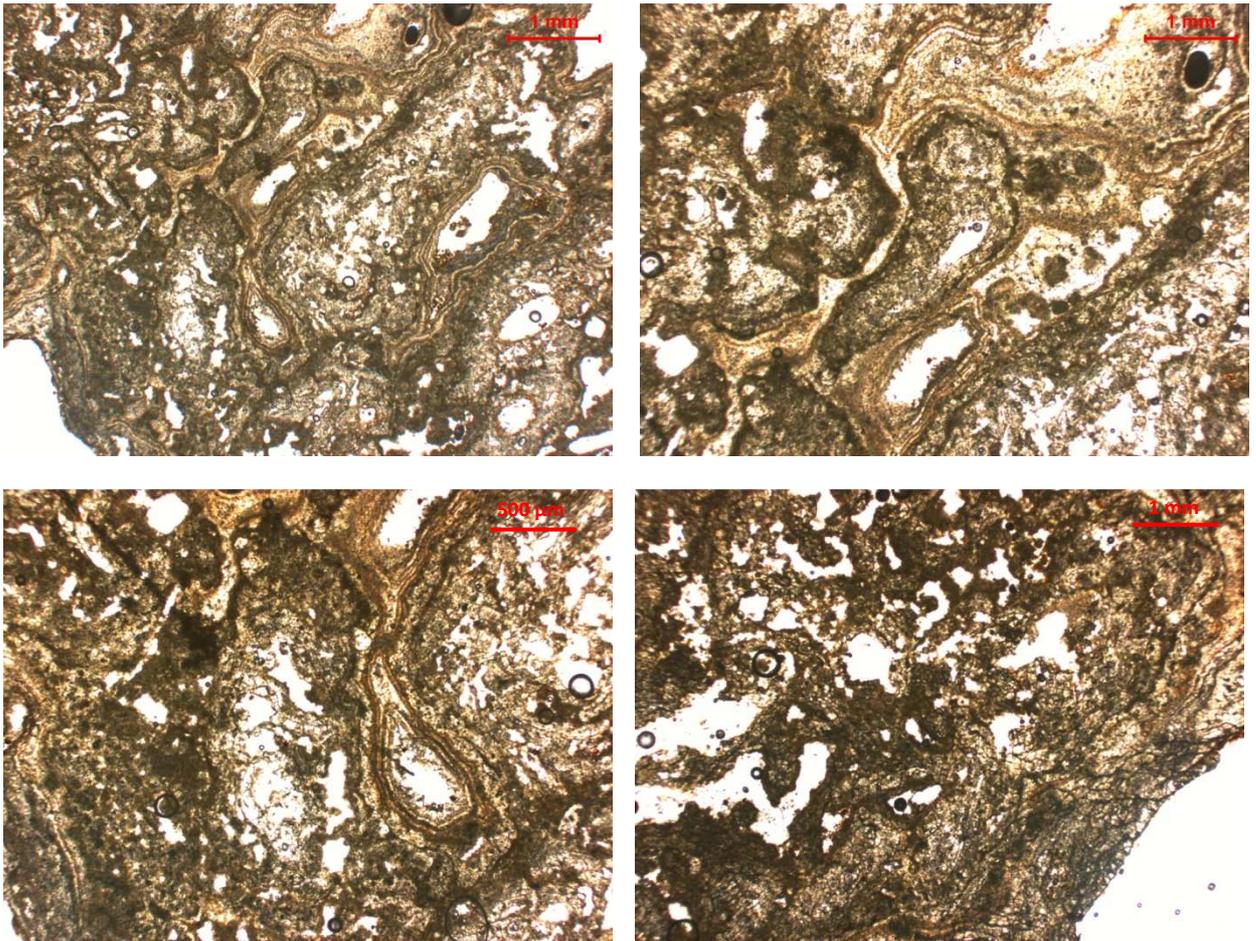


Figura II.1. Microfotografia campioni Ro1.

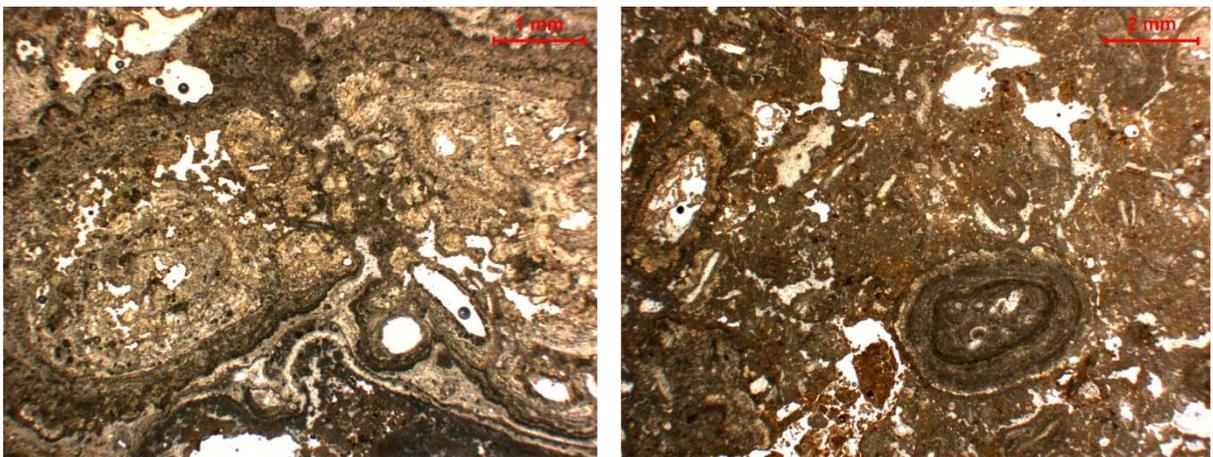


Figura II.2. Microfotografia campioni Vs3, Vs4.

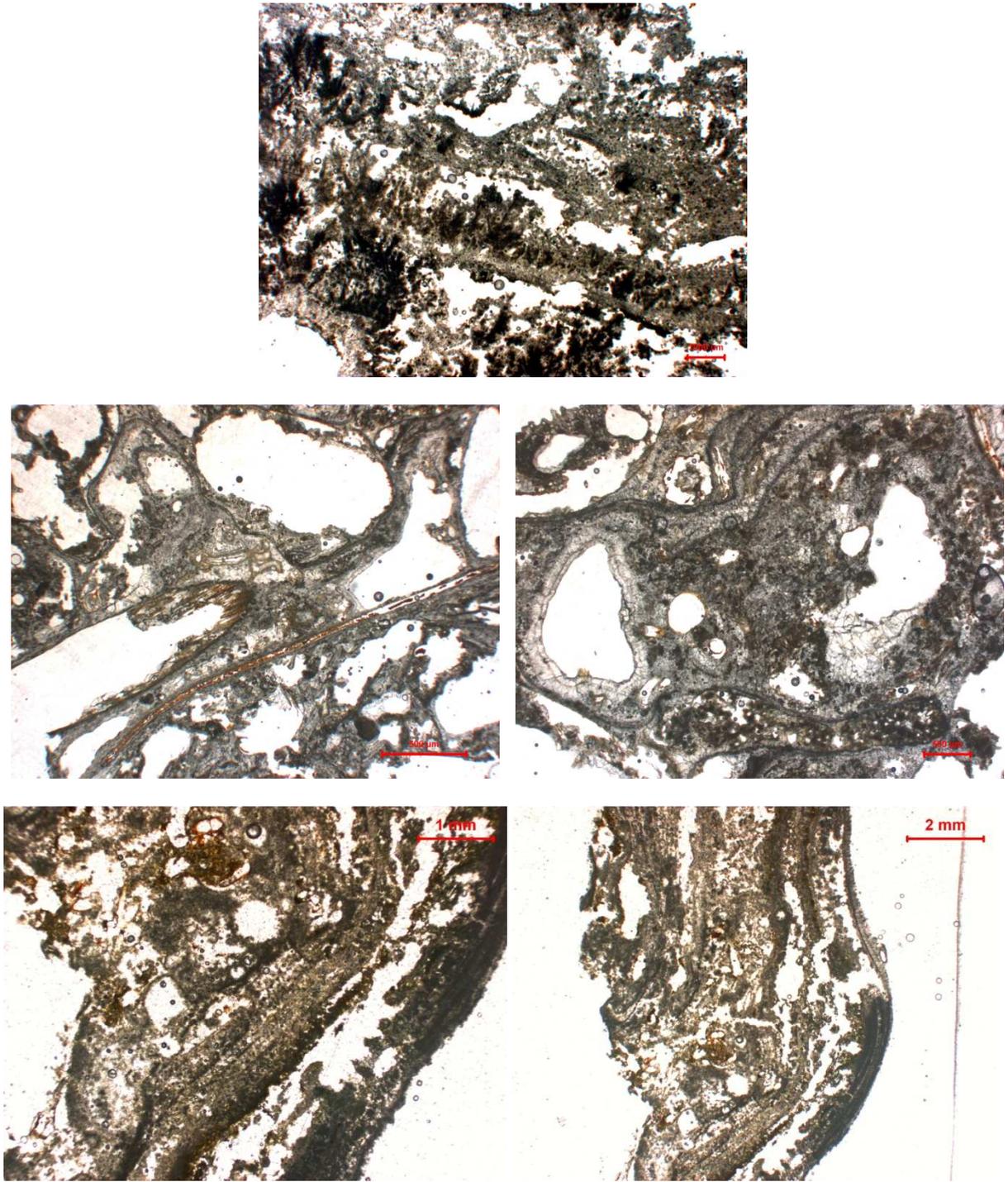


Figura II.3 Microfotografia campioni Va2.

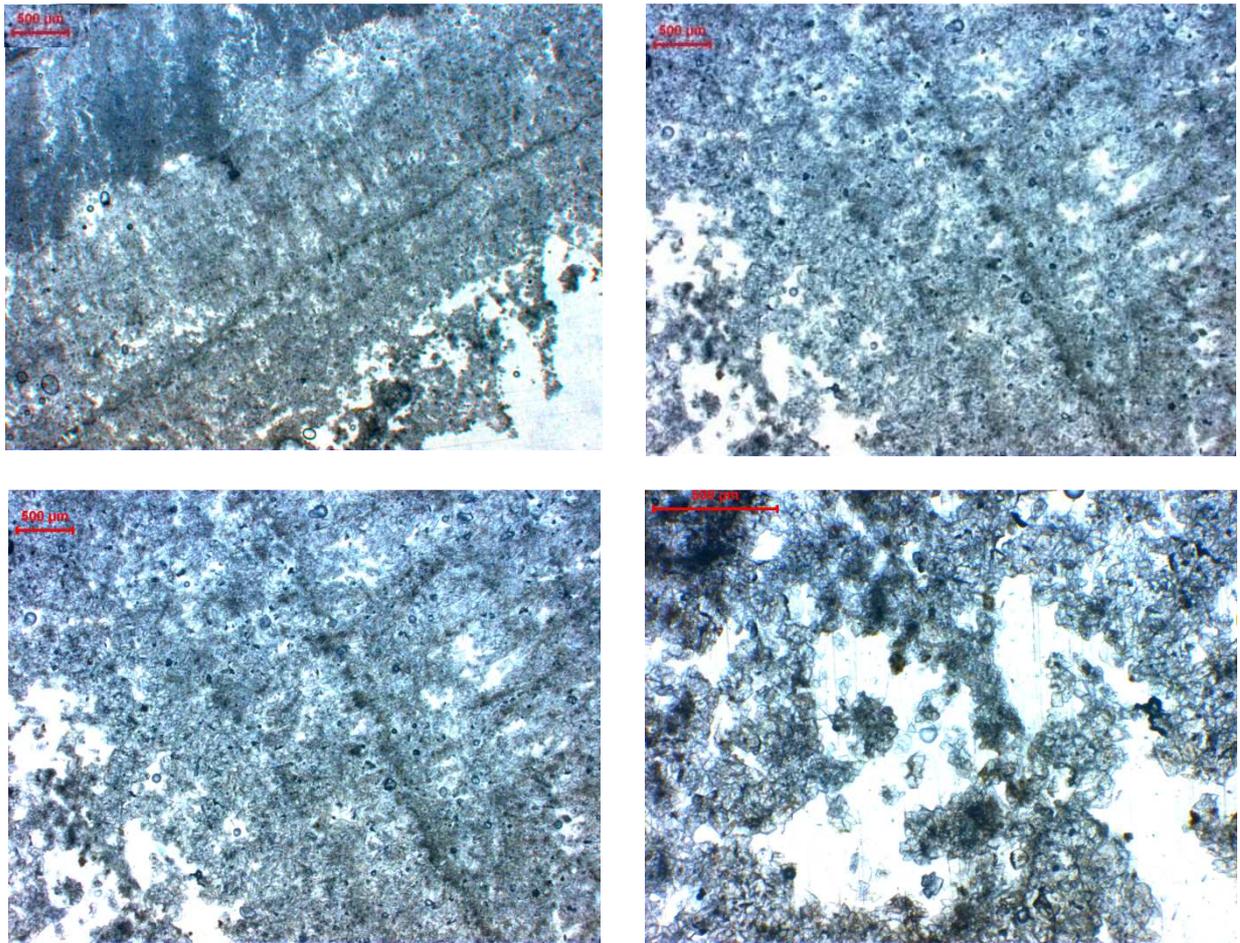


Figura II.4. Microfotografia campioni Su1.

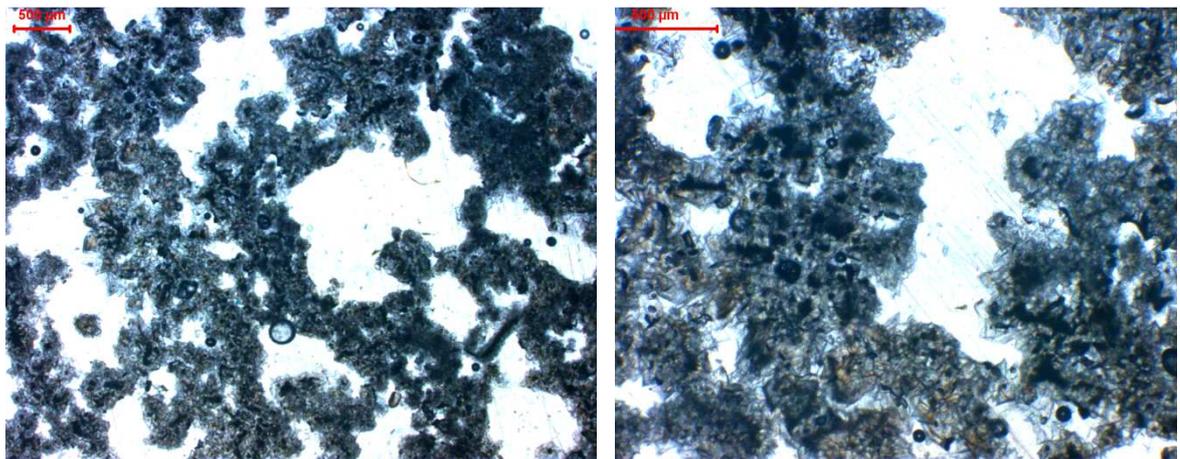


Figura II.5. Microfotografia campioni Su2.

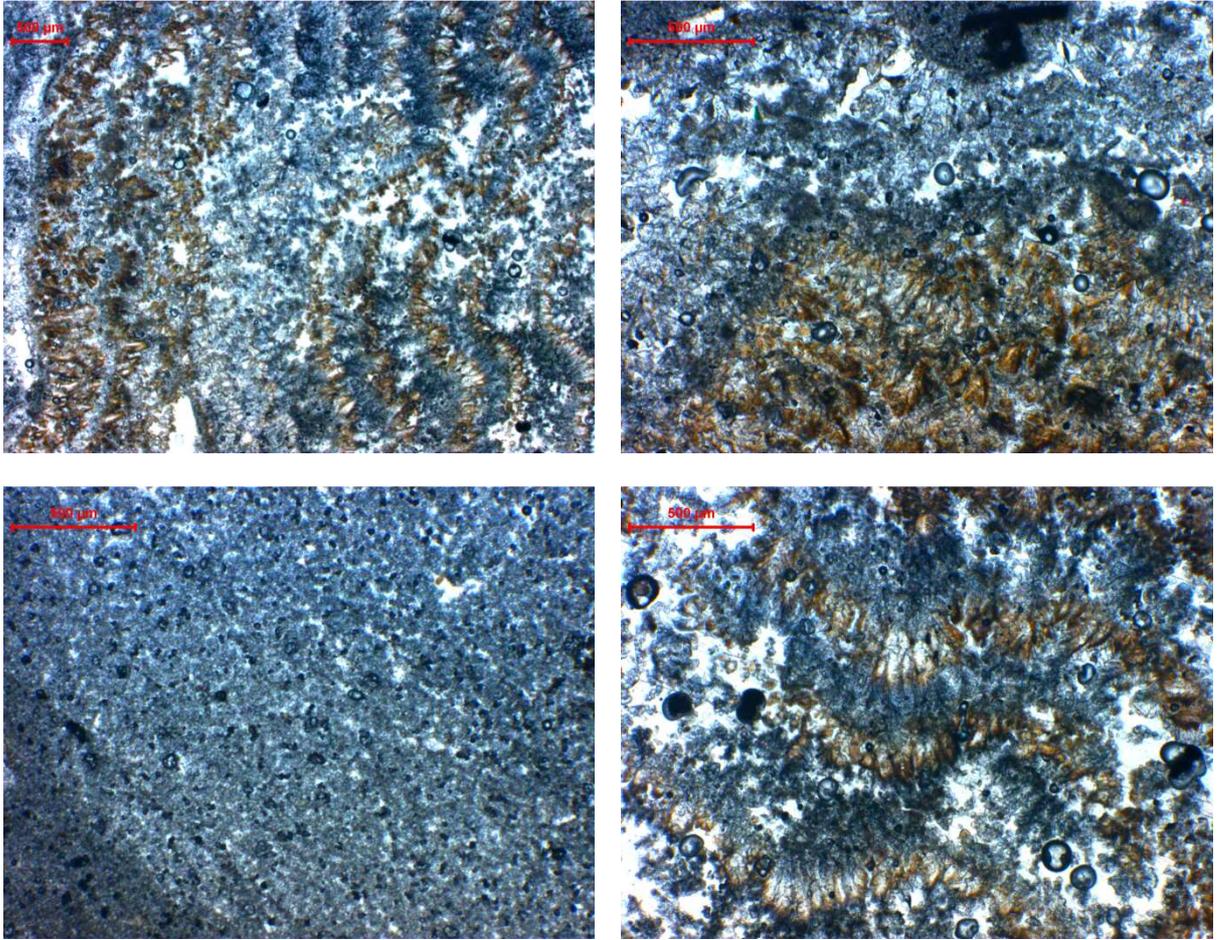


Figura II.6. Microfotografia campioni Suio Ciorra Su4.

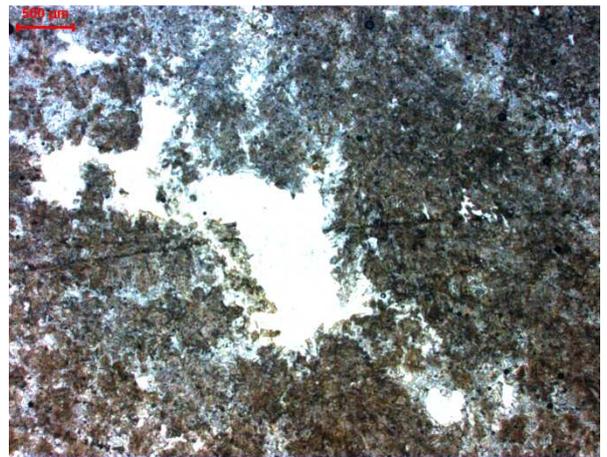
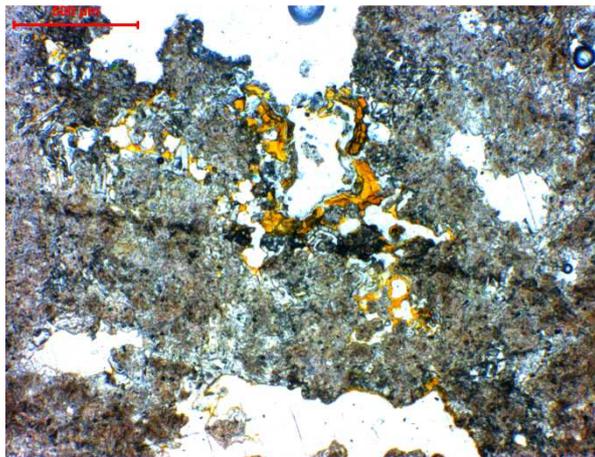
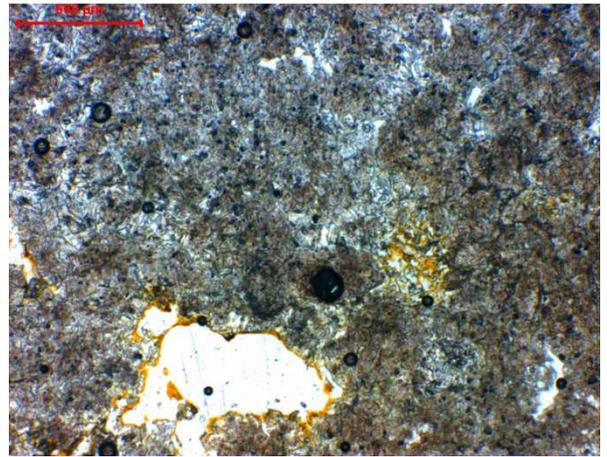
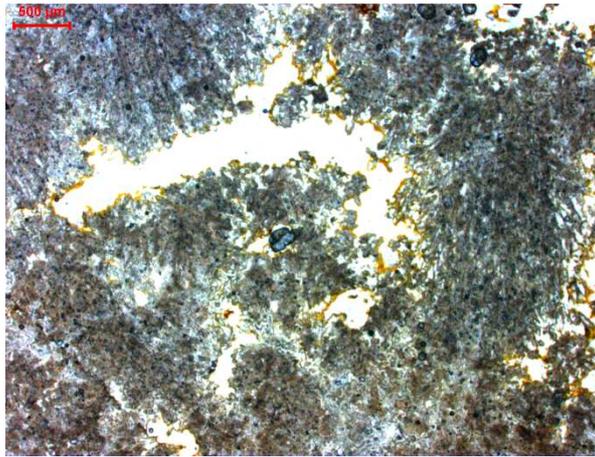


Figura II.7. Microfotografia campioni Mil.

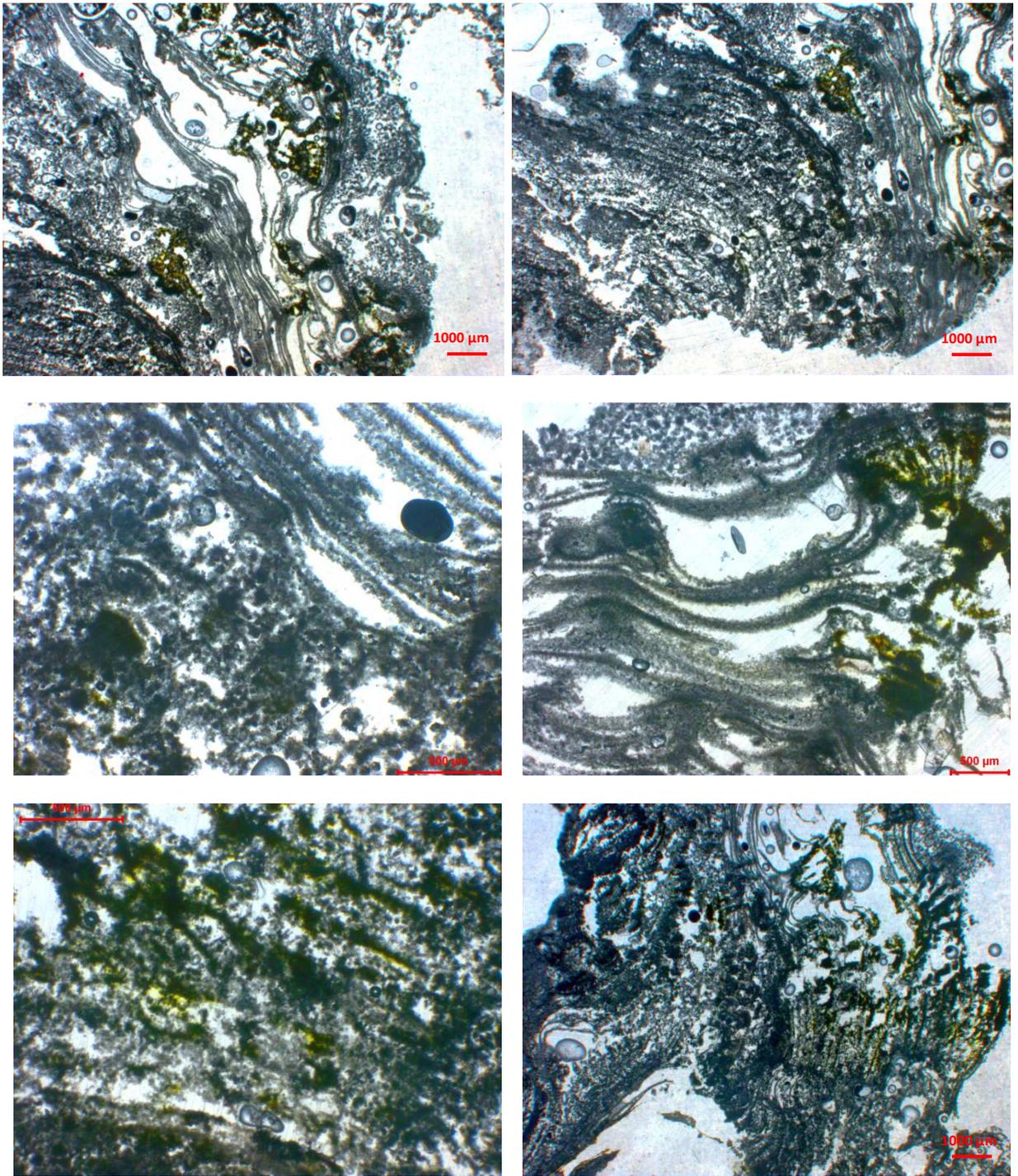


Figura II.8 Microfotografia campioni Mo1.

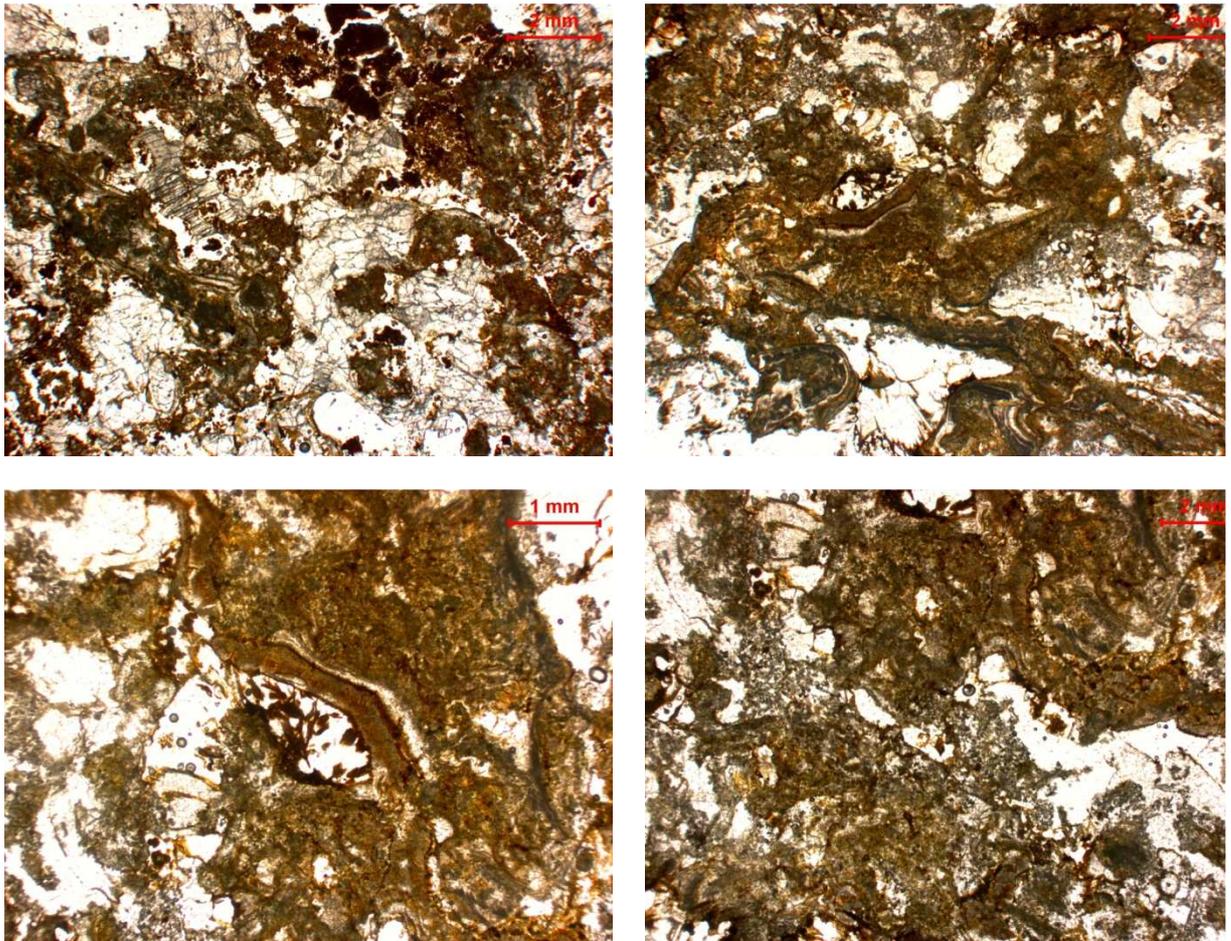


Figura II.9. Microfotografia campioni Ri1.

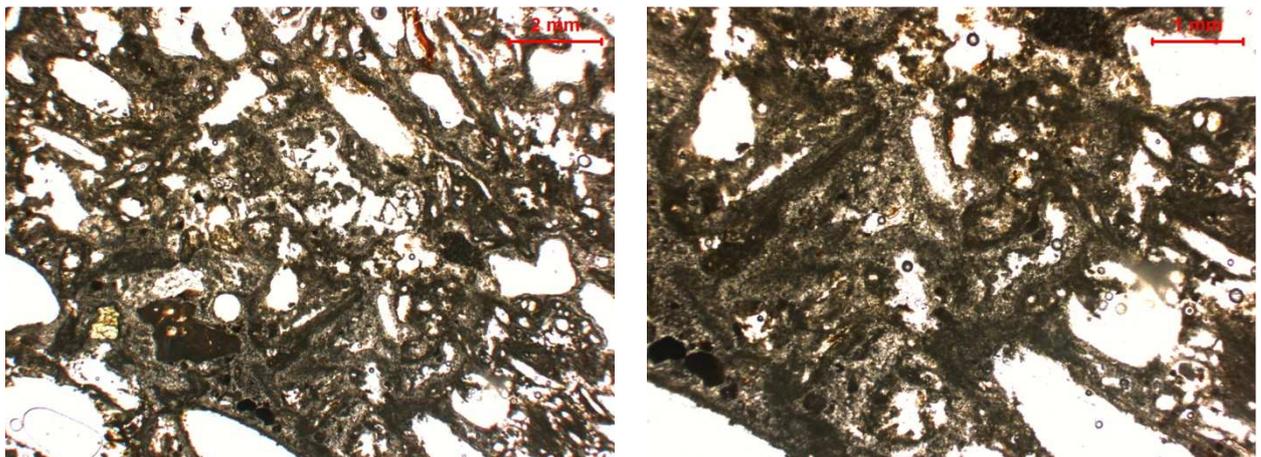


Figura II.10. Microfotografia campioni Tr1.

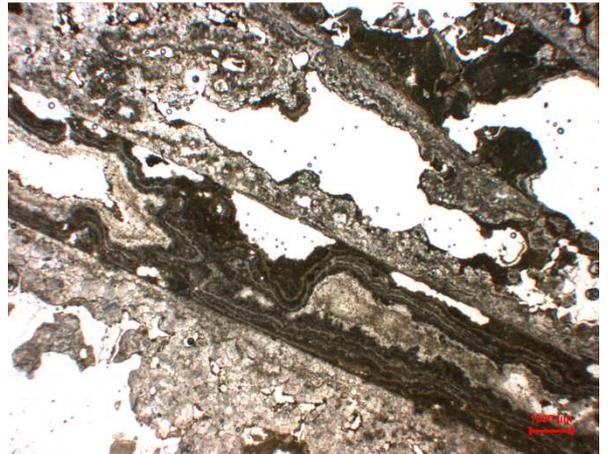
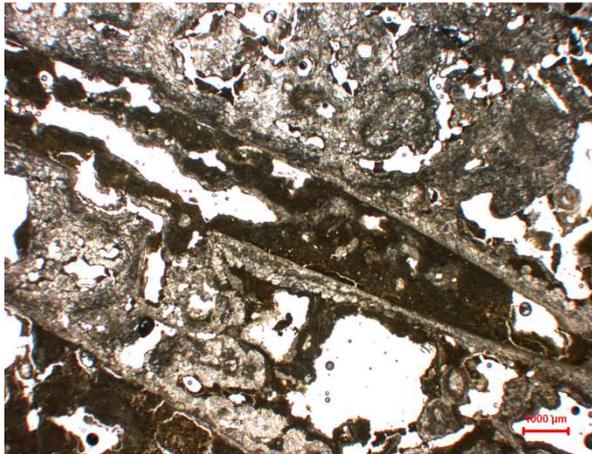


Figura II.11. Microfotografia campioni Te1.

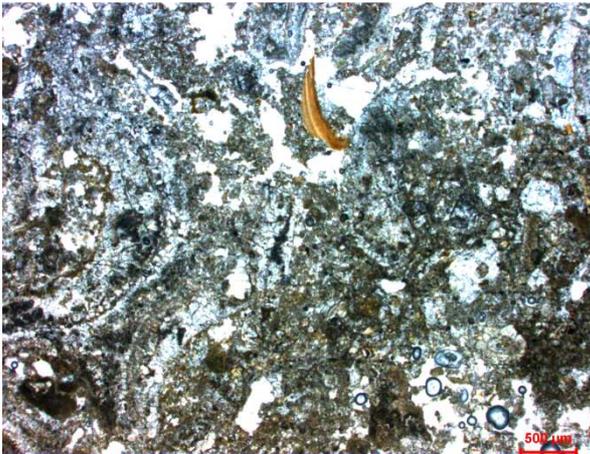
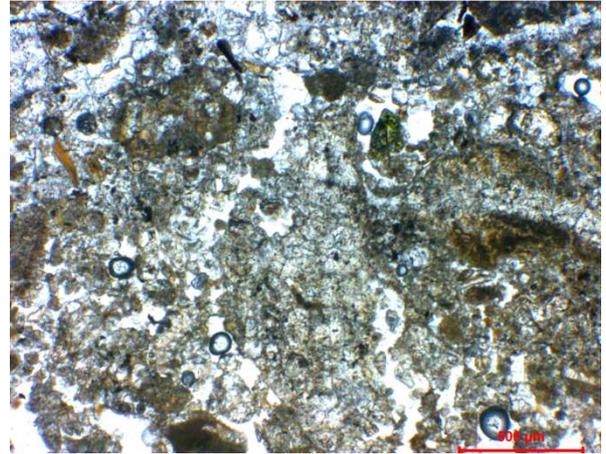
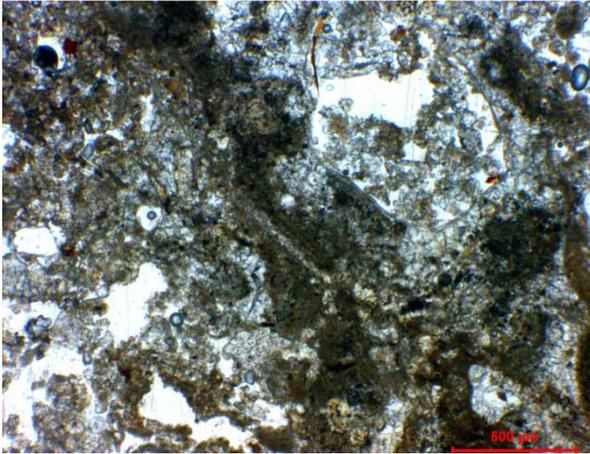


Figura II.12. Microfotografia campioni Te4.

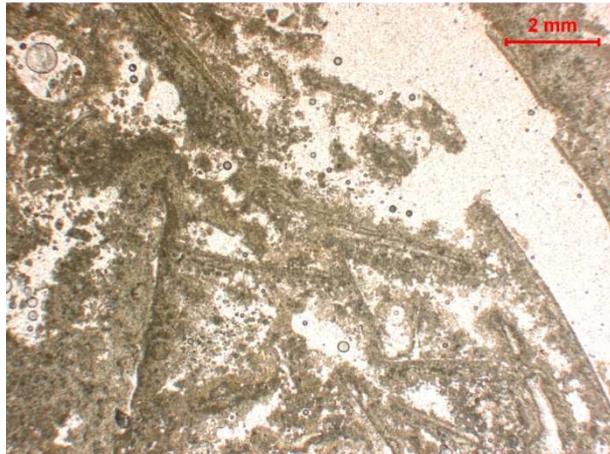
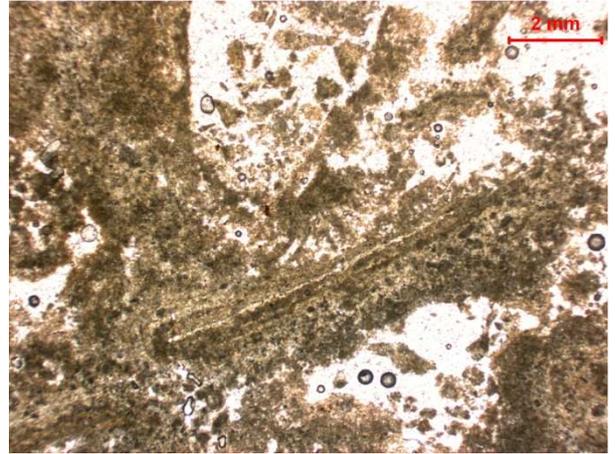


Figura II.13. Microfotografia campioni Am1.

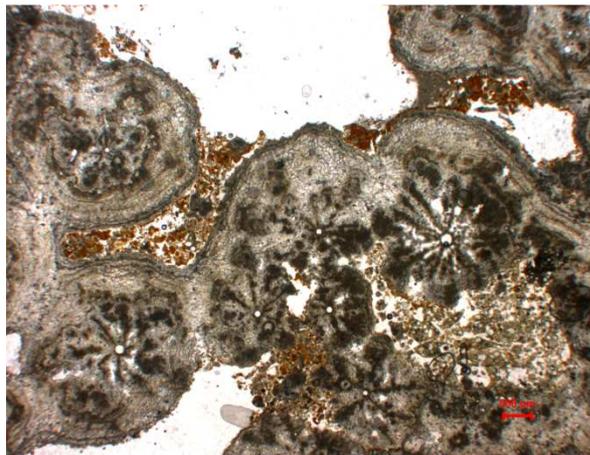


Figura II.14. Microfotografia campioni Sa1.

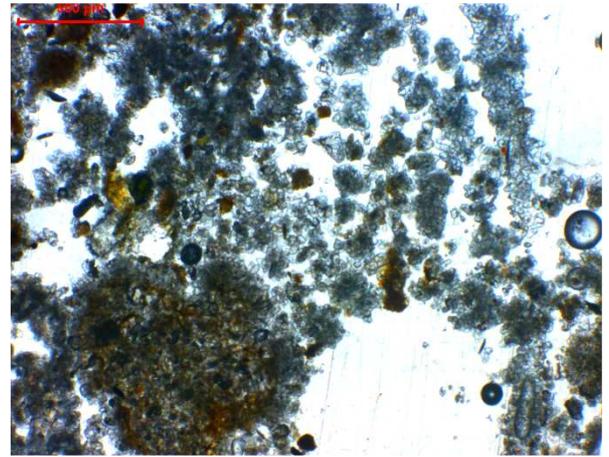
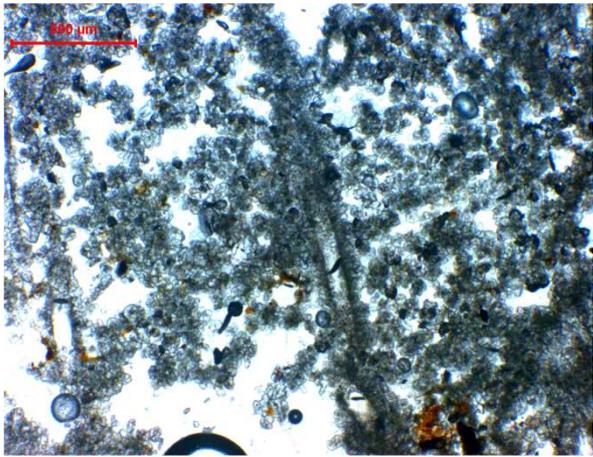
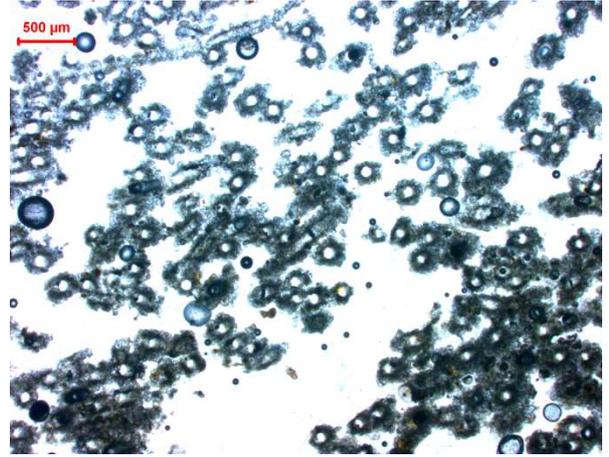
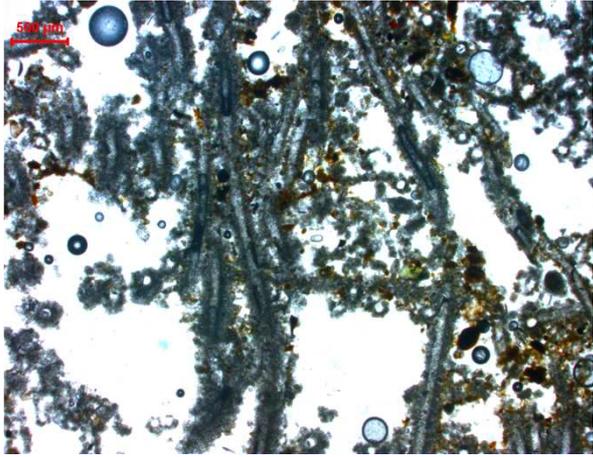


Figura II.15. Microfotografia campioni Fa1.

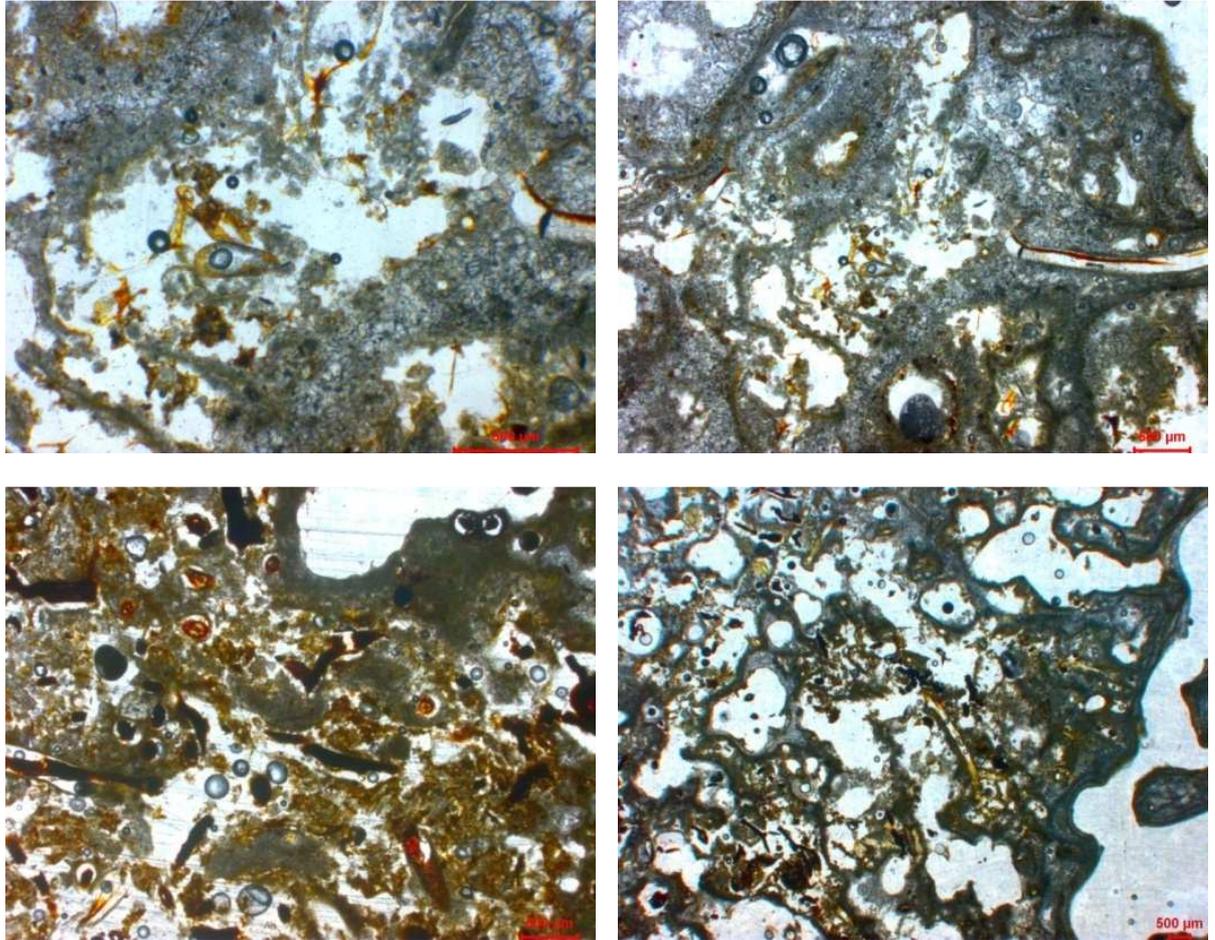


Figura II.16. Microfotografia campioni Fa2.

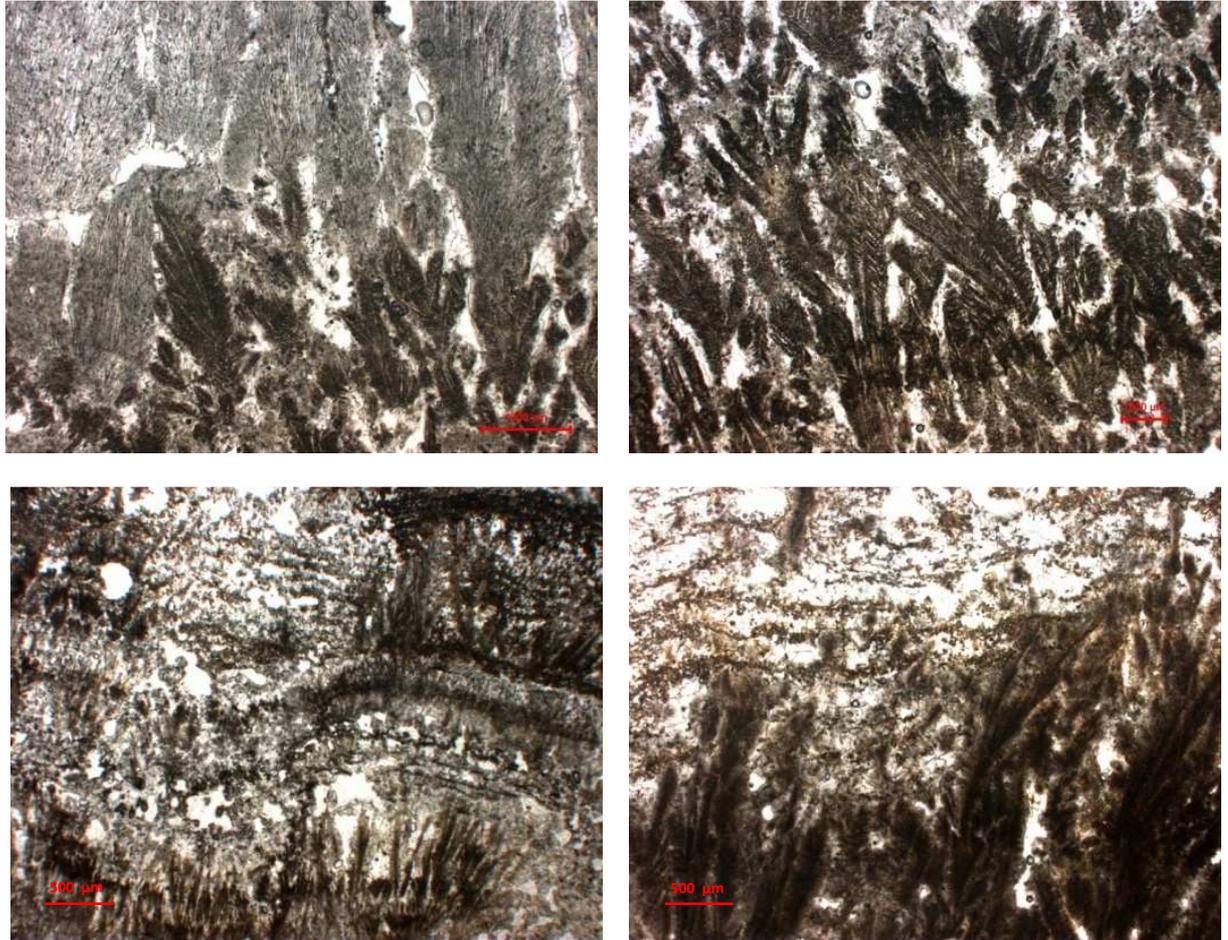


Figura II.17. Microfotografia campioni Co2 - Co3.

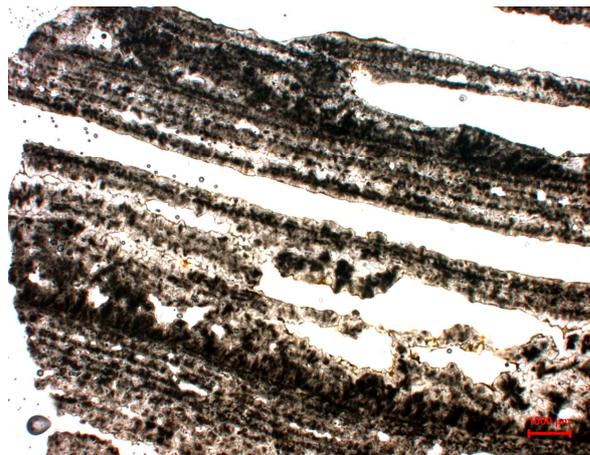


Figura II.18. Microfotografia campione Co4.

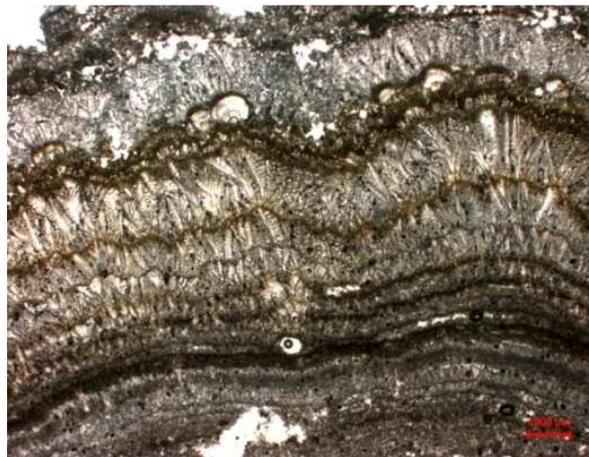
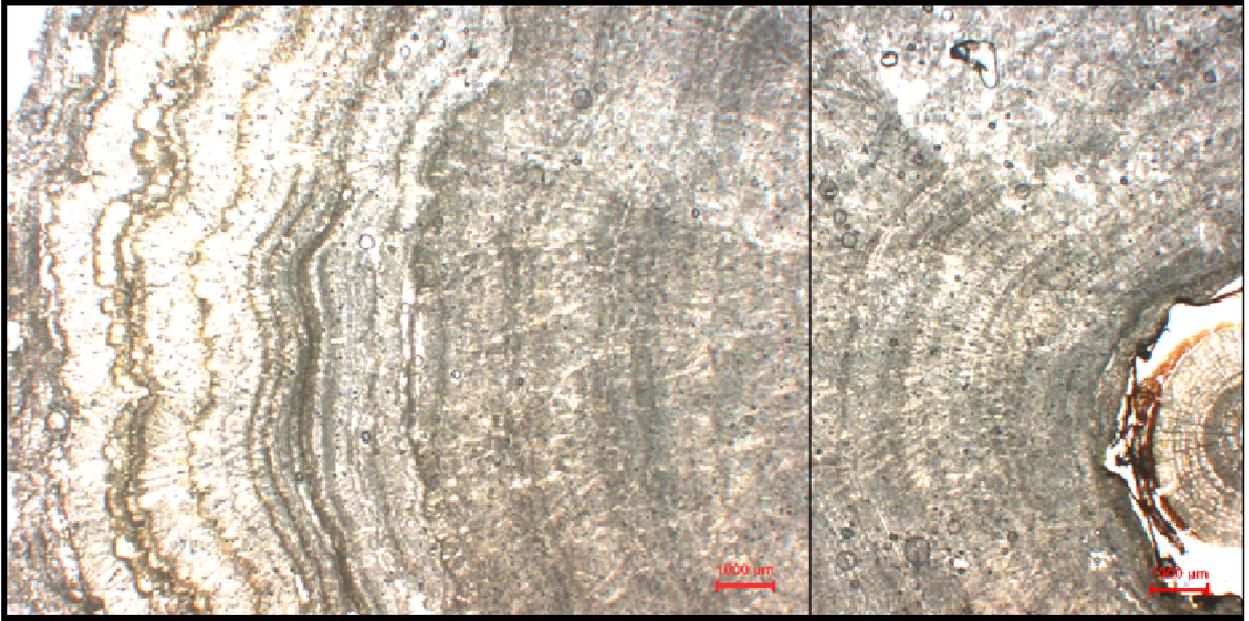


Figura II.19. Microfotografia campioni Co6.

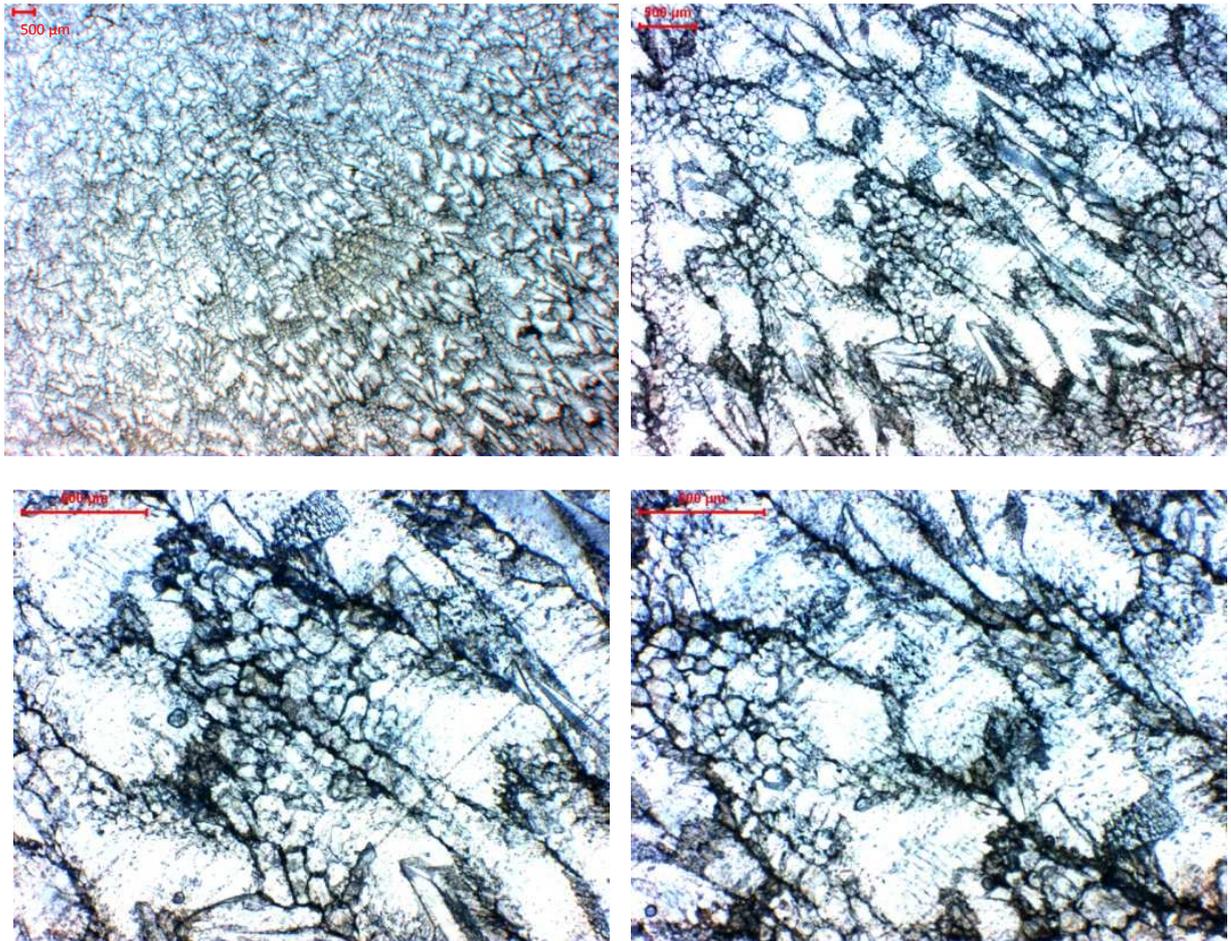


Figura II.20 Microfotografia campioni Co7.

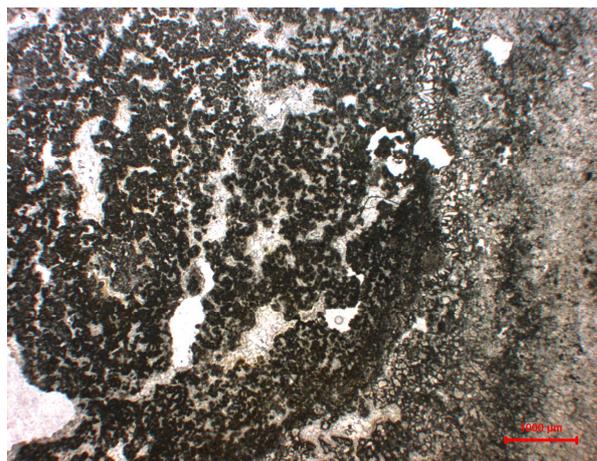


Figura II.21. Microfotografia campioni Ca1.

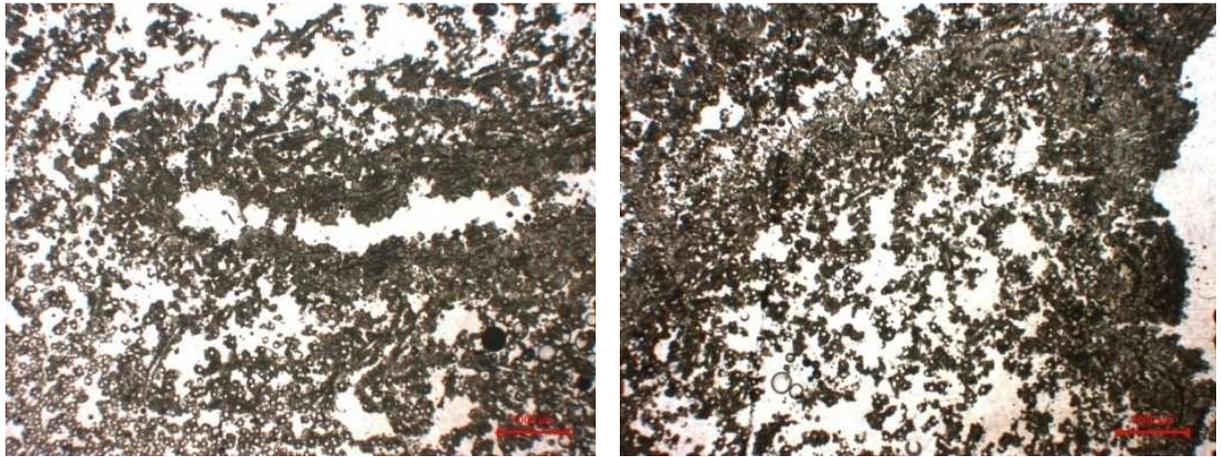


Figura II.22. Microfotografia campioni Pa1.

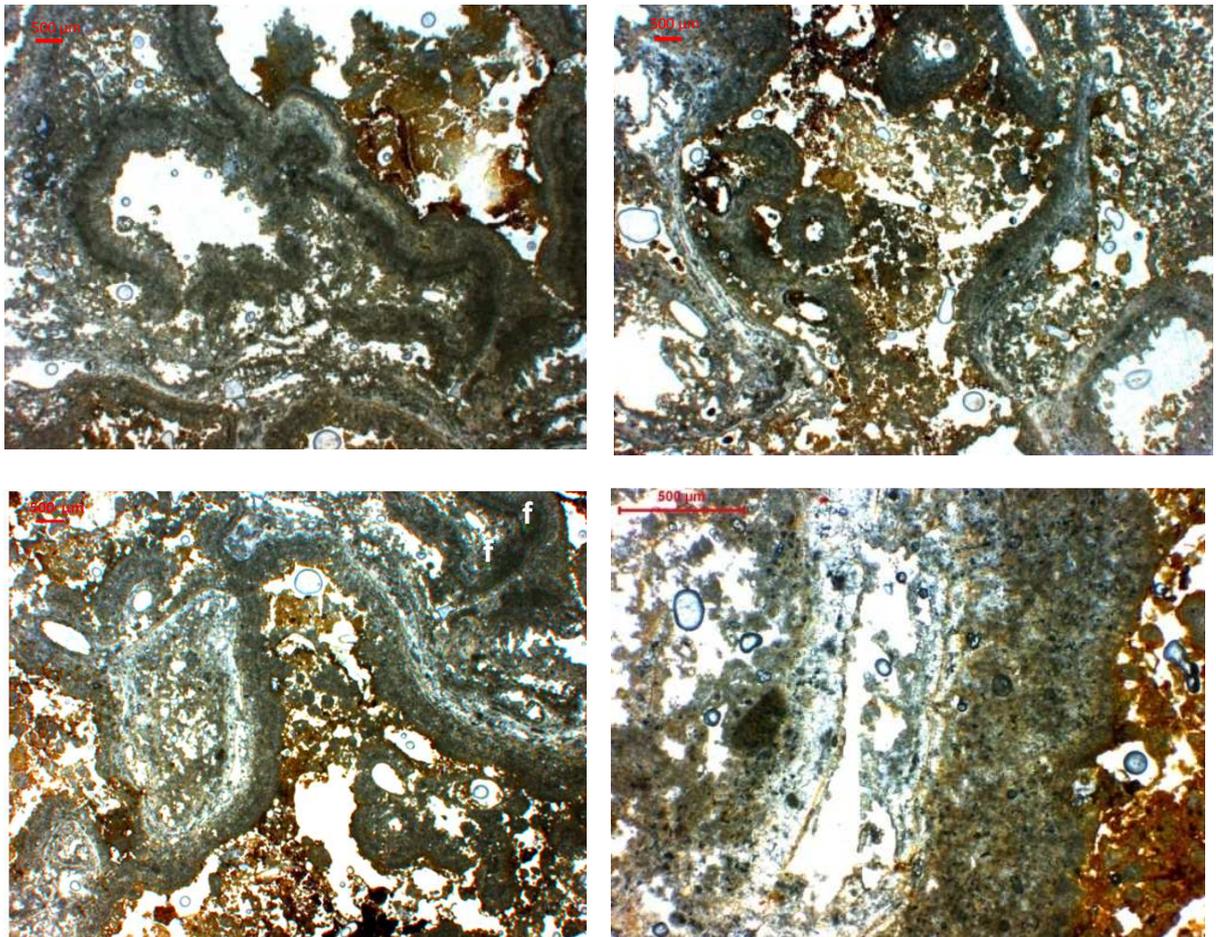


Figura II.23. Microfotografia campioni Mm.

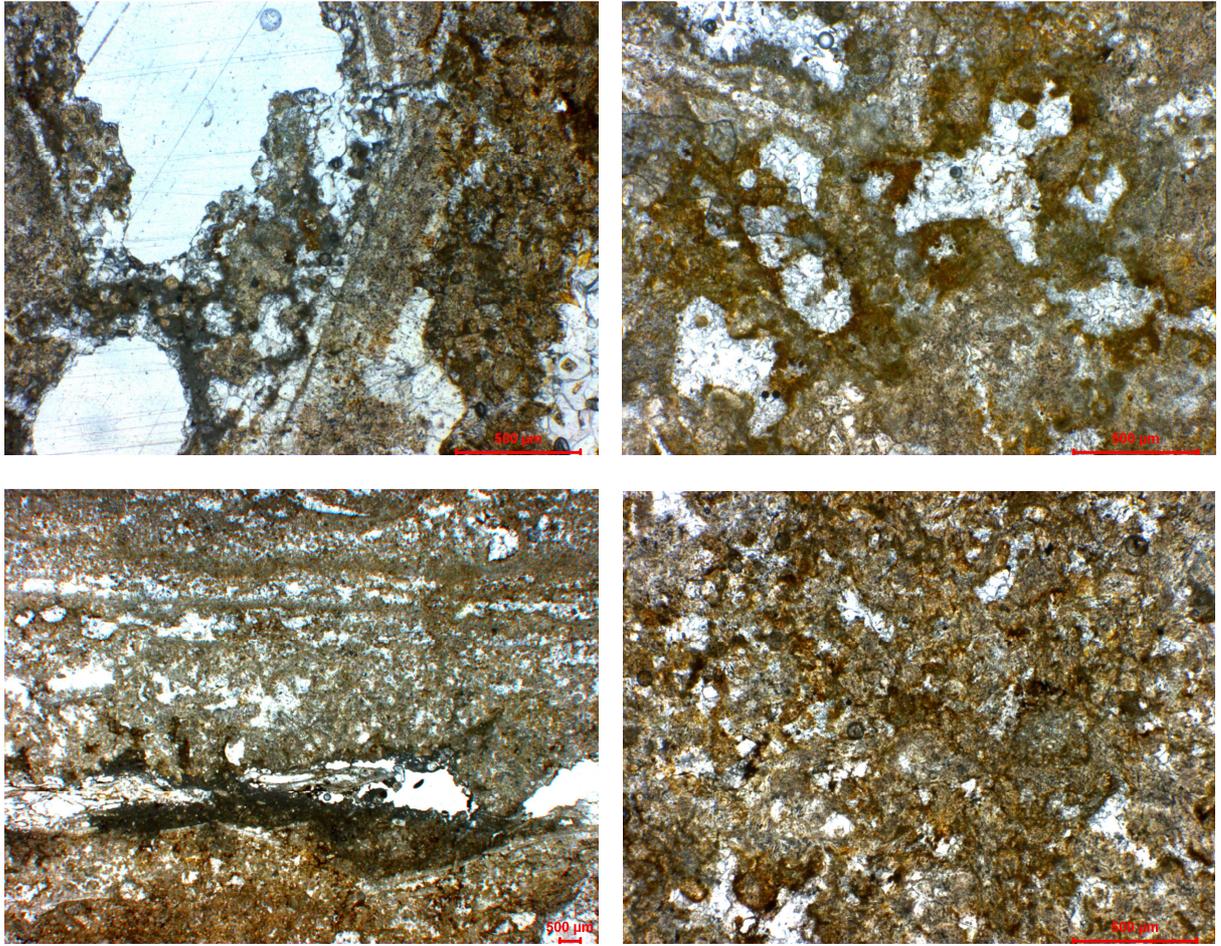


Figura II.24. Microfotografia campioni VII.

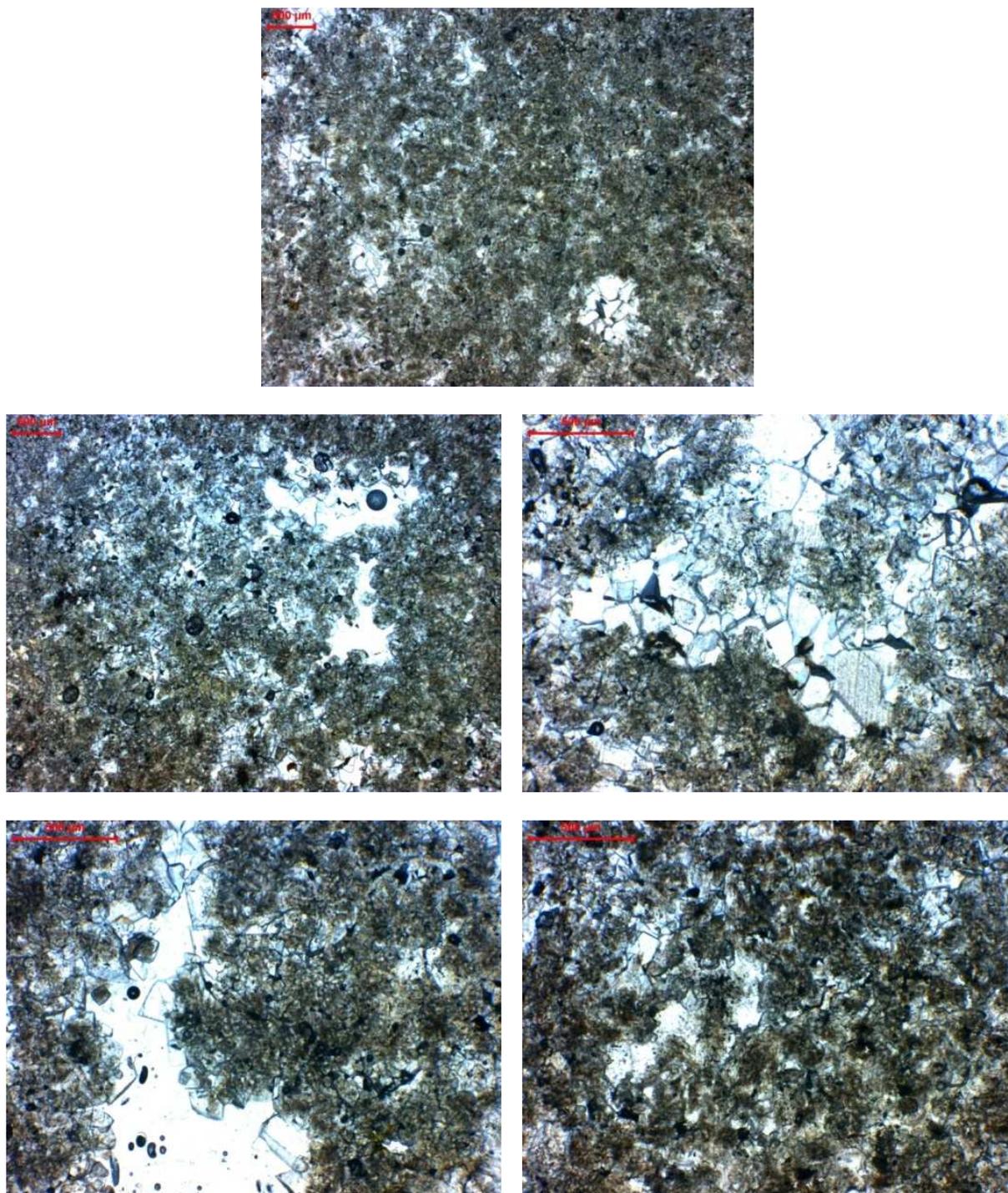


Figura II.25. Microfotografia campioni Li1.

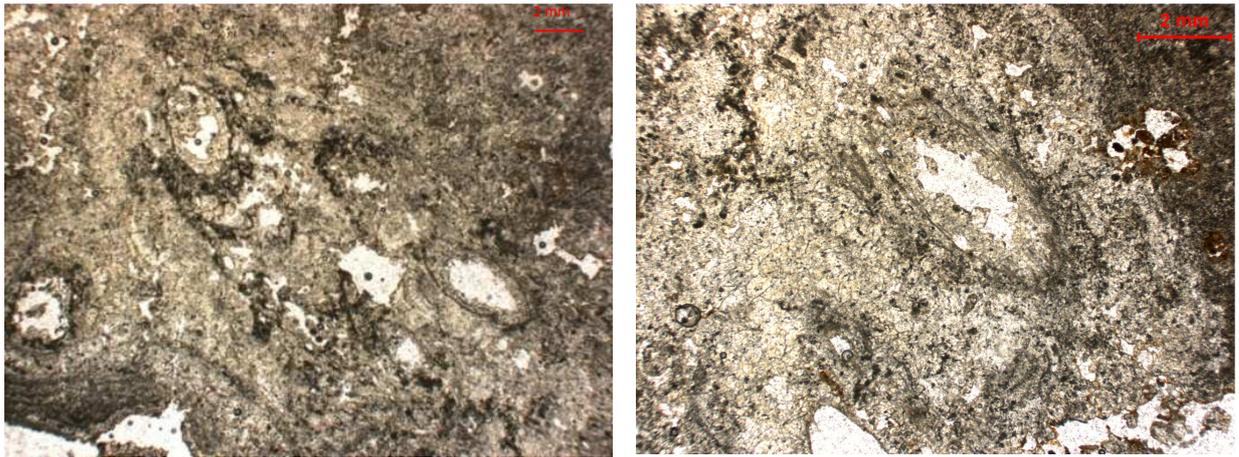


Figura II.26. Microfotografia campioni Mc1.

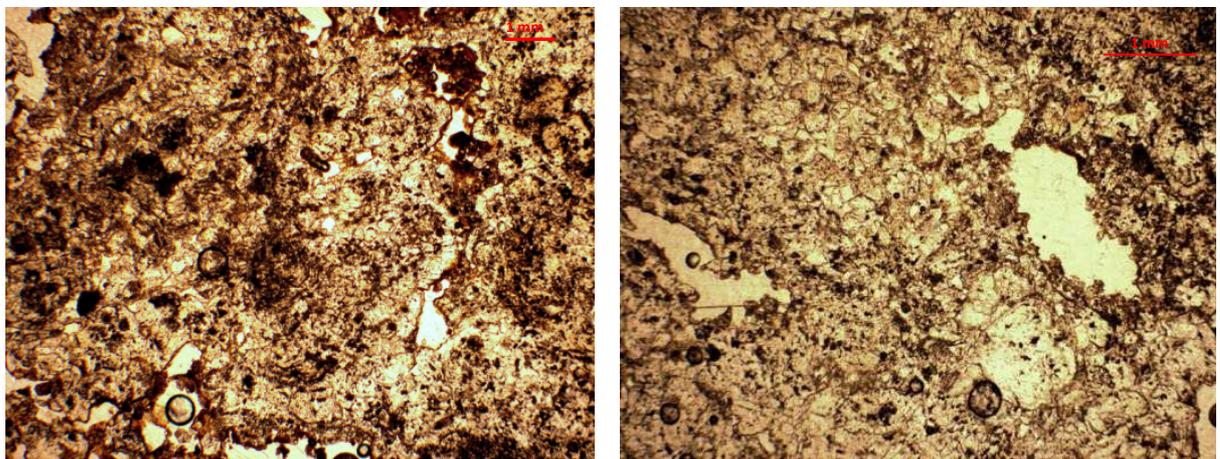


Figura II.27 Microfotografia campioni Mc2.

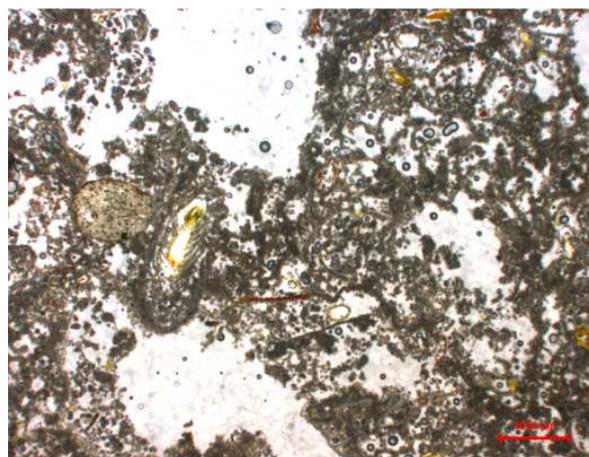


Figura II.28. Microfotografia campioni Ap1.

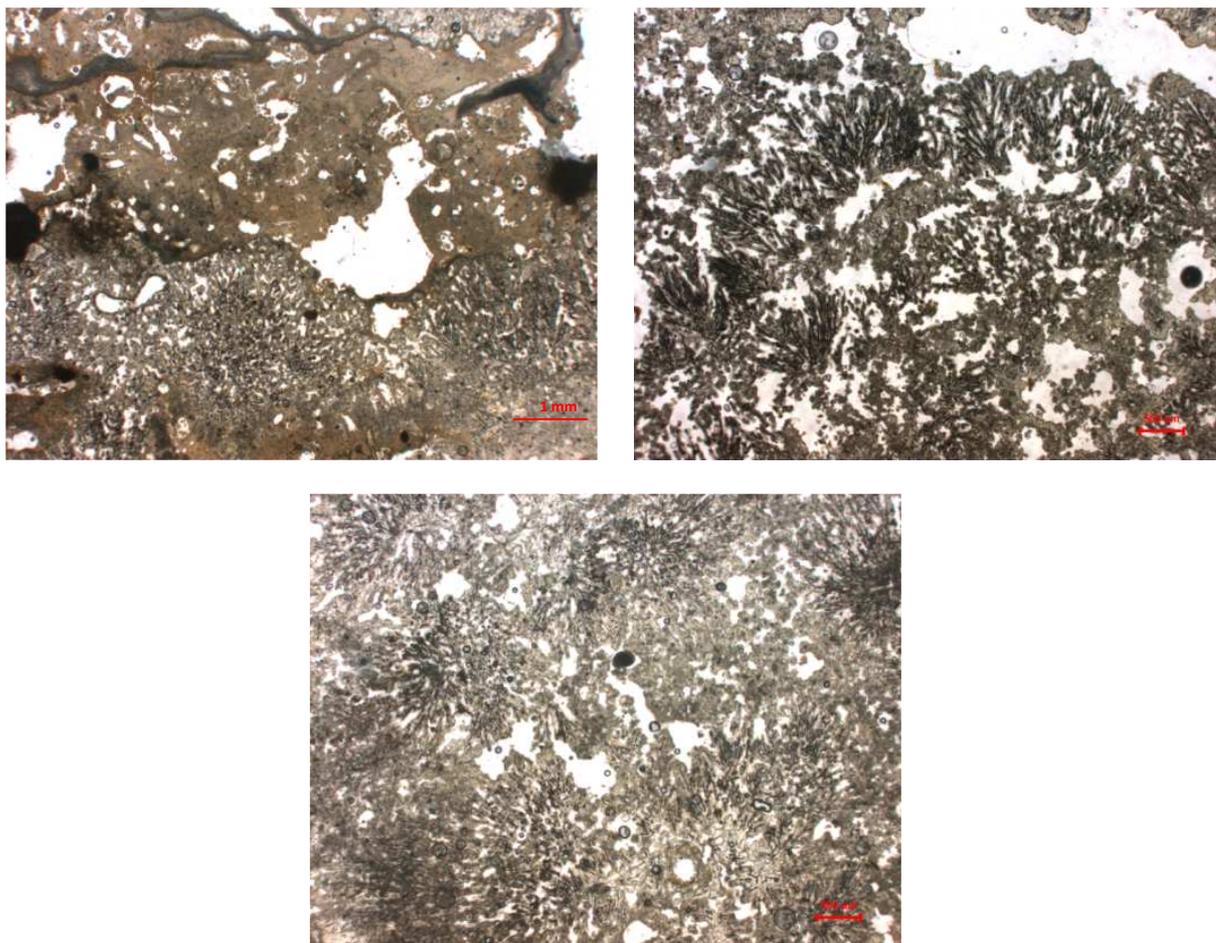


Figura II.29 Microfotografia campioni Ce1.

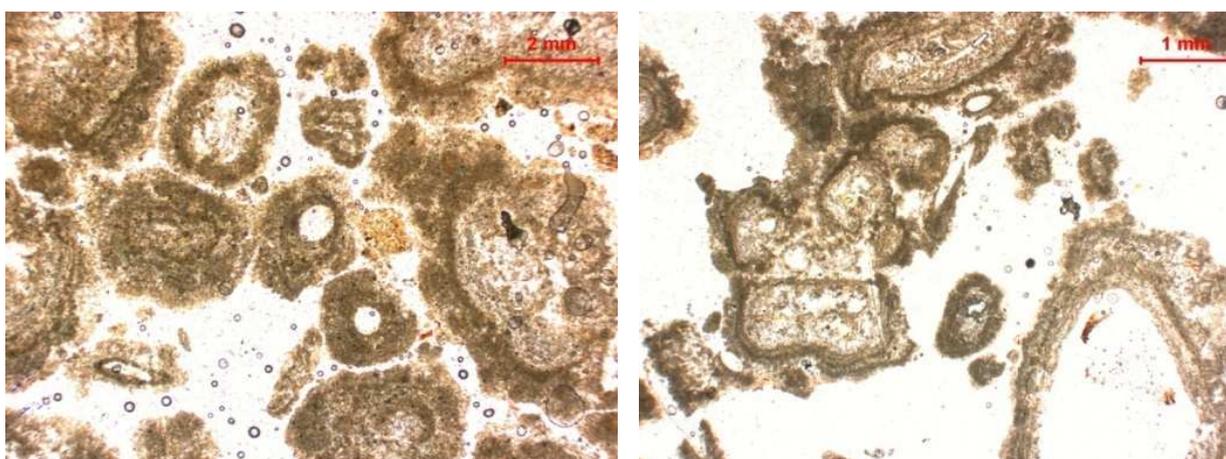


Figura II.30 Microfotografia campioni Ag1.

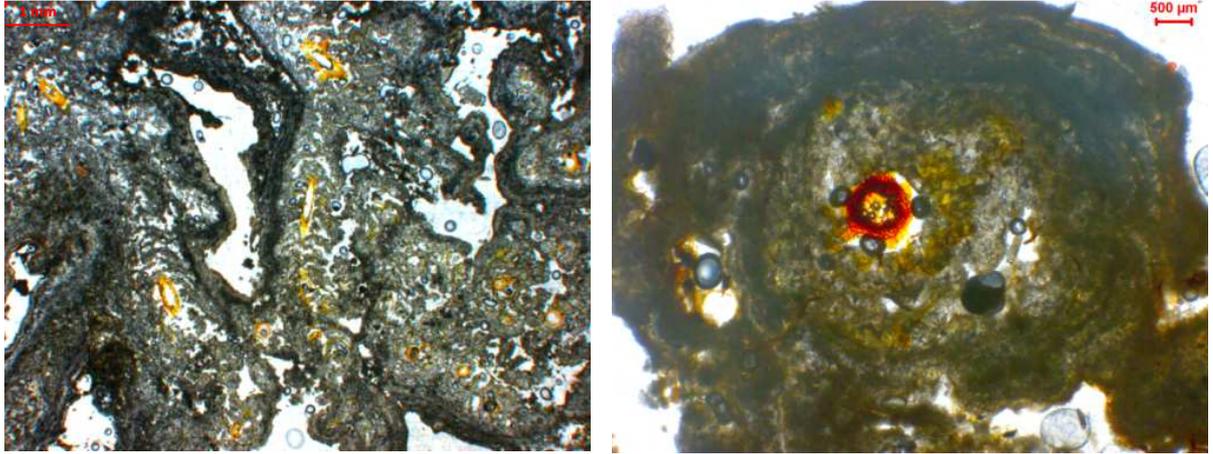


Figura II.31. Microfotografia campioni Cm1.

APPENDICE 3 - DATABASE

SORGENTI - Dati da letteratura

struttura	Località	denominazione	quota m.s.l.m.	data	Q (l/s)	T (°C)	PH	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	SiO2 (mg/l)	DO18 (%PDB)	H2S (mg/l)	Sr (mg/l)	CO2 (mg/l)	TDS (mg/l)	riferimenti bibliografici					
MAINARDE	Rocchetta a V.	Capo Volturno	568			11	7,15	2,1	0,6	68	15,0	2,3	9,8	299							Minissale 2004					
						11	7,15	2,1	0,6	68	15,0	2	9,8	299	6	-9,19		0,15		397	Minissale & Vaselli (2011)					
					6600																		Boni et al. (1986)			
M. DI VENAFRO	Venafro	Capo d'acqua Pozzilli	215																							
M.AURUNCI	Suio	Terme Tomassi	25		0,3	58	6,70	237,0	74,0	336	120,0	209	384	1525	62,0	-7,32		5,5		2953	Minissale & Vaselli (2011)					
						56,0	6,3	257,40	74,40	350,70	113,40	209,60	452,30	1563,00	81,40				3,60			D'Amore et al. (1995)				
						55,0	6,8																	Pentecost & Coletta (2004)		
		Terme Ciorra	25			63	6,8																Pentecost & Coletta (2004)			
						58	6,6	299,90	93,40	287,80	98,70	260,20	292,80	1392,00	92,10				3,80				D'Amore et al. (1995)			
		Hotel S.Egidio	26			39,2	6,6	189,90	42,00	563,60	172,80	131,70	339,20	2594,00	53,50	-6,50			2,36				D'Amore et al. (1995)			
		Terre Feramondi	24			44,6	6,4	249,90	48,20	438,40	154,10	166,10	572,30	1947,00	55,60	-7,50			5,60				D'Amore et al. (1995)			
Acqua Solfa				48	6,3	247,40	63,60	390,80	131,70	189,40	521,60	1605,00	72,80	-7,40			6,70				D'Amore et al. (1995)					
				32,5	6,0	44,90	13,70	357,70	90,10	40,50	128,10	1470,00	19,20	-7,59			1,13				D'Amore et al. (1995)					
M.MATESE	Venafro	Acqua Sulfurea Terme Agrippa	205			20																Galli & Naso (2009)				
	Venafro	Seggia d'Orlando	200			14	7,9	2,76	1,09	43,20	24,20	10,65	2,83	225,70	9,60					3,00	250,00	Corniello (1996)				
				mar-90		14	7,1	10,00	3,82	44,49	17,18	21,85	3,96	202,18	6,72				3,00	205,00	Corniello et al. (1999)					
				giu-87		14	7,9	2,80	1,09	44,08	24,32	10,75	2,85	225,51	9,56				3,00	250,00	Corniello et al. (1999)					
	Pratella	Lete	130		400																	Budetta et al. (1994)				
						15	5,9	5,0	3,1	339	20,5	10,0	5	1134	16					1532		Minissale (2004)				
					nov-58															2542,00		Corniello et al. (1999)				
	Prata Sannita	Prata	240			13	7,6	3,00	0,35	43,20	21,80	14,60	3,26	209,84	6,30				3,0	160		Corniello (1996)				
	Piedimonte Matese	Torano	283		2270		11,5	7,5	2,30	0,90	51,00	16,94	5,68	2,21	239,73	5,50				3,0	200		Allocca et al. (2009)			
	Telese	Grassano	59		5000	11	6,50	7,6	2,2	160	22,8	30	6	568	7,0	-8,11		0,02			804		Minissale & Vaselli (2011)			
						12,5	7,0	10,58	2,27	114,00	29,04	22,36	7,20	489,83	10,00					96,0			Corniello (1996)			
					5000	11	7,15	7,6	2,2	160	22,8	30,0	6	568	7	-8,1						804		Minissale (2004)		
		Telese Terme	50			20,07	6,3	106,21	16,03	430,46	68,66	141,81	42,27	1614,48								2423,00		Harabaglia et al. (2002)		
						18	6,3	124	19	478	69	149	34	1879									2784		Duchi et al. (1995)	
					200	24	6,40	89,5	16,2	421	78,0	149	34	1677	18,3	-7,56							2483		Minissale & Vaselli (2011)	
				200	21		110,4	15,6	358,7	118,0	191,5	28,8	1635,3				18,0		716,0	1723,0			Budetta et al. (1994)			
		24	6,4	90,00	16,20	421,00	78,00	149,00	34,00	1677,00	18,30	-7,2							2483,00		Minissale (2004)					
		24	6,4	89,50	16,20	420,84	77,82	148,65	33,68	1677,09	18,35									1850		Corniello (1996)				
M.MAGGIORE	Riardo	Ferrarelle	120			15		57,5	46,9	601,2	24,3	24,8	48,0	2123,5						2100,0	1908,0		Budetta et al. (1994)			
						15	6,1	58,00	47,00	600,00	23,00	25,00	5,00	2123,00	98,00	-6,4					2979,00			Minissale (2004)		
						15	6,10	58,0	47,0	600	23,0	25	5	2123	98,0	-6,41						2979			Minissale & Vaselli (2011)	
	Triflisco	Triflisco	28		2800	13		33,0	6,6	226,5	55,5	66,8	6,1	950,6							245,0	888,0		Budetta et al. (1994)		
					2460	15	6,50	31,0	9,8	214	58,6	64	9	919	20,8	-6,7		0,4				1326			Minissale (2004)	
						15	6,50	30,5	9,8	214	58,6	64	9	919	20,8	-6,70		0,40					1326			Minissale & Vaselli (2011)
						15	6,5	30,50	9,80	214,10	58,62	63,95	9,00	918,90	20,80									834		Corniello (1996)
					2460	15	6,5	30,50	9,80	214,10	58,62	63,95	9,00	918,90	20,80			0,48	0,44	225,00	834,00				Celico et al. (1980)	

SORGENTI - Dati da letteratura

struttura	Località	denominazione	quota m.s.l.m.	data	Q (l/s)	T (°C)	PH	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	SiO2 (mg/l)	DO18 (%PDB)	H2S (mg/l)	Sr (mg/l)	CO2 (mg/l)	TDS (mg/l)	referimenti bibliografici					
M. PICENTINI	Serino	Urciuoli	330				7,4	8,97	3,13	56,91	7,42	9,93	9,13	209,30						201	Corniello (1996)					
					1200																		Budetta et al. (1994)			
					1300	12	7,5																	Aquino et al. (2006)		
	Serino	Acquaro-Pelosi	375					7,4	8,74	3,91	54,31	10,46	9,22	9,13	219,00						221	Corniello (1996)				
					800																		Budetta et al. (1994)			
					1000	11,2	7,1																	Aquino et al. (2006)		
	Gruppo Cassano Irpino	Pollentina	475					7,7	9,89	5,86	66,93	5,47	14,18	10,09	217,20						210	Corniello (1996)				
																		-8,50	tr.	0,13	8,50		Ortolani et al. (1981)			
					935	10,3	7,4																	Aquino et al. (2006)		
		Peschiera	475						7,6	8,51	3,52	75,55	7,54	15,96	28,82	223,30						229	Corniello (1996)			
																								Ortolani et al. (1981)		
					243	10,6	7,4												-8,50	tr.	0,12	8,90		Aquino et al. (2006)		
	Bagno della Regina	475						7,6	5,50	2,20	66,00	3,50	12,40	7,50	200,70						204	Corniello (1996)				
																							Ortolani et al. (1981)			
				1080	10,2	7,4																	Aquino et al. (2006)			
	Caposele	Caposele Sanità	420					9,1	7,6	3,90	1,40	50,20	6,10	12,00	3,20	175,00	6,50					23,5	140	Corniello (1996)		
					4000				9,1	7,7															Aquino et al. (2006)	
																										Ortolani et al. (1981)
					3200	9,1	7,7	3,9	1,4	50,2	6,1	12,0	3,2	175,0					-8,65	n.d.	ass.		23,5	140	Celico et al. (1979)	
					4100																					Budetta et al. (1994)
					3200	9	7,15	4,0	1,4	50	6,0	12,0	3	175	6,5							0,1		258	Minissale (2004)	
					3200	9	7,45	4,0	1,4	50	6,0	12	3	175	6,5	-7,92					0,1		258	Minissale & Vaselli (2011)		
					feb-78		9,1	7,6	3,90	1,40	50,20	6,10	12,00	3,20	175,00	6,50	-8,65						23,00	171,00	Ghiaria et al. (1994)	
					dic-80		9,1	7,5	4,00	1,50	56,30	7,60	12,00	2,00	195,00	8,00	-8,40	tr.			0,11	9,00	192,00	192,00	Ghiaria et al. (1994)	
					apr-81		8,9	7,2	3,40	2,50	52,80	4,90	9,00	1,80	180,00	8,00					tr.	40,00	173,00	173,00	Ghiaria et al. (1994)	
		giu-81		8	7,0	2,90	1,40	54,90	9,90	9,00	2,90	190,00	8,00							40,00	189,00	189,00	Ghiaria et al. (1994)			
		dic-81		9,3	7,0	6,50	1,90	50,80	9,90	10,00	2,90	188,00	8,20							25,00	185,00	185,00	Ghiaria et al. (1994)			
	Senerchia	Piceglie	525													5,10								Corniello (1996)		
					130	9	6,9																		Aquino et al. (2006)	
					feb-78	150	7,6	7,5	2,6	1,4	46,2	9,7	12,0	2,0	183,5				-9,43	0,07	0,13	5,2	152	152	Celico et al. (1979)	
				set-78		8	7,5	3,3	1,0	47,3	9,7	21,2	3,3	169,1						0,09	0,15	4,8	168	168	Celico et al. (1979)	
				300																					Budetta et al. (1994)	
				feb-78		7,6	7,5	2,60	1,40	46,20	9,70	12,00	2,00	183,00	5,00	-9,43	tr.			0,13	5,00	170,00	170,00	Ghiaria et al. (1994)		
				dic-80		8,2	7,2	3,50	1,00	45,90	8,90	8,00	1,70	190,00	5,40	-8,90				0,10	9,00	170,00	170,00	Ghiaria et al. (1994)		
				apr-81		7,9	7,0	2,50	1,10	48,80	11,10	9,00	2,60	190,00	5,10					tr.	5,00	176,00	176,00	Ghiaria et al. (1994)		
	giu-81		7,5	7,0	2,40	1,00	46,80	13,60	8,00	1,90	195,00	5,10							5,00	179,00	179,00	Ghiaria et al. (1994)				
	dic-81		8	6,9	3,00	1,10	46,70	13,60	9,00	2,60	195,00	5,10						tr.	7,00	182,00	182,00	Ghiaria et al. (1994)				

SORGENTI - Dati da letteratura

struttura	Località	denominazione	quota m.s.l.m.	data	Q (l/s)	T (°C)	PH	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	SiO2 (mg/l)	DO18 (%oPDB)	H2S (mg/l)	Sr (mg/l)	CO2 (mg/l)	TDS (mg/l)	riferimenti bibliografici				
M. PICENTINI	Calabritto - Quaglietta	Quaglietta - Fontana	248	feb-78	3000	10,2	7,4	3,2	1,1	76,3	14,6	14,3	6,7	293,3	4,30	-8,60	0,30	0,08	18,0	265	Celico et al. (1979)				
				set-78		10,2	7,4	4,6	1,3	76,1	16,0	22,2	5,1	283,5	6,40		0,27	0,22	18,2	254	Celico et al. (1979)				
				feb-78		10,2	7,4	3,20	1,10	76,30	14,60	14,00	6,70	293,00	4,30	-8,60		tr		18,00	266,00	Ghiaria et al. (1994)			
				dic-80		10	7,0	5,50	1,40	77,20	19,00	13,00	3,40	305,00	6,80	-8,33		0,12		19,00	276,00	Ghiaria et al. (1994)			
				apr-81		10	7,1	4,40	1,40	79,30	14,80	10,00	4,60	301,00	6,80			tr		24,00	271,00	Ghiaria et al. (1994)			
				giu-81		10,5	7,0	3,90	1,20	81,30	17,30	10,00	4,80	315,00	6,80			tr		24,00	282,00	Ghiaria et al. (1994)			
dic-81		10	7,0	6,60	1,50	77,20	19,70	15,00	5,50	322,00	6,70			tr		18,00	294,00	Ghiaria et al. (1994)							
M.POLVERACCHIO - M.RAIONE	Capasso		155		1	40	6,10	550,0	82,0	370	115,0	710	192	1891	21,0	-7,41		5,4		3936	Minissale & Vaselli (2011)				
						44,6	6,5	687,40	127,60	430,80	138,00	1041,60	215,20	1922,80	46,70	-6,50	1,98	5,41	651,80				Ghiaria et al. (1994)		
				feb-78		39,0	6,66	697,0	91,0	455,6	131,5	978,0	256,5	2125,8	32,26	-6,59	4,83	6,55	379,8	3370			Celico et al. (1979)		
				set-78		43,0	6,60	715,0	115,0	350,5	142,2	1026,0	221,0	1841,4			4,90	6,36	379,0	3475			Celico et al. (1979)		
						40	6,1	550,00	82,00	370,00	115,00	710,00	192,00	1891,00	21,00	-7,40		5,40			3936,00			Minissale (2004)	
				31/08/1991		36,5	6,6	508,00	86,39	301,00	105,00			1440,00			-6,56							Balderer & Martinelli (1995)	
				feb-78		39	6,7	697,00	91,00	455,00	131,00	978,00	156,00	2126,00	37,80	-6,59	4,83	6,55	379,00	3719,00					Ghiaria et al. (1994)
				dic-80		41,5	6,0	710,00	190,00	597,00	139,00	1100,00	261,00	2300,00	53,50	-6,41	3,33	5,90	702,00	4213,00					Ghiaria et al. (1994)
				apr-81		44	6,4	690,00	110,00	333,00	138,00	1035,00	197,00	1701,00	46,00		0,32	4,90	800,00	3409,00					Ghiaria et al. (1994)
				giu-81		50	6,8	675,00	127,00	396,00	144,00	1045,00	229,00	1787,00	47,00		0,31	4,12	850,00	3567,00					Ghiaria et al. (1994)
				dic-81		48,5	6,6	665,00	120,00	737,00	138,00	1050,00	233,00	1700,00	49,20		1,10	5,60	528,00	3490,00					Ghiaria et al. (1994)
						41,3	6,9	628,60	85,40	502,80	116,00	855,60	225,40	2143,40	41,60			2,93	5,11	506,00	4225,00				
																	-6,50						Balderer & Martinelli (1995)		
			feb-78		39,5	7,00	643,0	98,0	584,1	129,1	949,2	213,9	2439,0	37,80	-6,76	4,92	6,22	430,0	3840					Celico et al. (1979)	
			set-78		40,0	6,80	700,0	84,8	339,7	124,9	898,8	206,9	1822,3			5,16	5,26	451,2	3263					Celico et al. (1979)	
					42		497,20	318,80	328,80	152,90	917,70	213,90				34,20		458,00						Talenti & Borgioli (1947)	
			31/08/1991		40	6,7	467,00	77,02	244,00	101,00				1440,00			-6,50							Balderer & Martinelli (1995)	
			feb-78		39,5	7,0	643,0	98,0	584,0	129,0	949,00	214,00	2439,00	37,80	-6,76	4,92	6,22	430	3885					Ghiaria et al. (1994)	
			dic-80		41	6,5	960,0	90,0	636,0	132,0	1090,00	252,00	2995,00	53,50	-6,44	2,89	5,90	496	4726					Ghiaria et al. (1994)	
			apr-81		41	6,5	516,0	82,0	420,0	115,0	765,00	216,00	1700,00	39,60		2,72	4,35	580	3012					Ghiaria et al. (1994)	
			giu-81		42	6,9	536,0	82,0	435,0	113,0	800,00	209,00	1793,00	40,00		2,72	4,40	580	3123					Ghiaria et al. (1994)	
			dic-81		43	6,9	488,0	75,0	439,0	91,0	674,00	236,00	1790,00	34,90		1,40	4,70	444	2942					Ghiaria et al. (1994)	
					27,5	6,9	313	55	530	90	393	211	1842											Italiano et al (2001)	
					33,4	6,3	443,75	59,00	592,25	98,53	580,50	251,80	2238,00	30,20	-6,44			3,52	651,50					Ghiaria et al. (1994)	
		31/08/1991		33	6,6	405,00	61,96	496,00	95,83	<0,1	<0,25	2044,00			-6,44								Balderer & Martinelli (1995)		
		dic-80		31,5	6,0	610,0	54,0	613,0	93,6	570,00	492,00	2390,00	30,80	-6,51	14,00	4,10	392	3666					Ghiaria et al. (1994)		
		apr-81		32	6,4	390,0	61,0	606,0	94,1	590,00	176,00	2235,00	29,70		3,00	3,03	900	3069					Ghiaria et al. (1994)		
		giu-81		35	6,7	415,0	65,0	575,0	109,0	600,00	161,00	2227,00	30,00		2,50	3,20	930	3074					Ghiaria et al. (1994)		
		dic-81		35	6,5	360,0	56,0	575,0	97,4	562,00	178,00	2100,00	30,2		4,00	3,73	384	2914					Ghiaria et al. (1994)		

SORGENTI - Dati da letteratura

struttura	Località	denominazione	quota m.s.l.m.	data	Q (l/s)	T (°C)	PH	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	SiO2 (mg/l)	DO18 (%oPDB)	H2S (mg/l)	Sr (mg/l)	CO2 (mg/l)	TDS (mg/l)	riferimenti bibliografici			
M.POLVERACCHIO - M.RAIONE	Contursi	Acqua sulfurea (P. Querce)	112	feb-78		14,5	6,9	30,00	5,30	242,90	29,20	52,30	13,30	871,80	8,41	-7,62	0,05	0,47	373,20	802,00	Celico et al. (1979)			
				set-78		14,0	7,00	28,3	6,2	277,4	31,2	100,7	14,6	896,3			0,06	0,41	375,0	851	Celico et al. (1979)			
					236																			Allocca et al. (2009)
				feb-78		14,5	6,9	30,00	5,00	243,00	29,20	52,00	13,00	827,00	8,40		0,05	0,47	373,00	816,00	Ghiaria et al. (1994)			
				dic-80		14	6,6	35,00	5,90	296,00	29,20	68,00	30,00	996,00	10,20		4,20	0,41	345,00	972,00	Ghiaria et al. (1994)			
				apr-81		15	6,7	41,00	7,50	315,00	37,00	66,00	32,00	1090,00	10,30		2,00	0,84	450,00	1055,00	Ghiaria et al. (1994)			
		giu-81		15	6,7	49,00	8,70	313,00	40,70	77,00	33,00	1110,00	10,50		4,00	0,60	500,00	1088,00	Ghiaria et al. (1994)					
		dic-81		15	6,6	43,00	8,10	300,00	32,10	67,00	33,00	1040,00	8,70		2,00	0,52	116,00	1013,00	Ghiaria et al. (1994)					
		feb-78	160	15,0	6,70	24,0	5,1	222,8	28,0	47,5	12,9	791,9	8,24	-7,16	1,14	0,37	240,0	750	Celico et al. (1979)					
		set-78		15,0	6,80	25,0	6,1	232,4	30,0	55,0	15,4	792,7			0,14	0,42	241,0	766	Celico et al. (1979)					
		feb-78	160	15	6,7	24,00	5,10	223,00	28,00	48,00	13,00	792,00	8,20	-7,16	1,14	0,37	240,00	745,00	Ghiaria et al. (1994)					
		dic-80		14,3	6,5	24,00	6,20	248,00	28,00	44,00	20,00	841,00	10,20	-7,66		0,32	122,00	800,00	Ghiaria et al. (1994)					
		apr-81		15	6,8	23,00	6,10	230,00	25,90	42,00	20,00	788,00	9,30			0,39	390,00	750,00	Ghiaria et al. (1994)					
		giu-81		15	6,7	21,00	6,70	230,00	25,00	44,00	19,00	796,00	9,50			0,39	450,00	754,00	Ghiaria et al. (1994)					
dic-81		15	6,6	24,00	6,30	225,00	24,60	45,00	21,00	785,00	8,90		tr.	0,38	88,00	747,00	Ghiaria et al. (1994)							
																	0,29				Celico et al. (1994)			
M.LATTARI	Castellammare di Stabia	Vanacore	1,8-1,7		2	14,5	6,5	1720,00	70,40	306,60	197,00	3330,00	305,00	663,90	29,35		1,27	2,76	150,56		Piscopo et al. (2000)			
		magnesiaca				14			644,2	31,1	207,0	124,3	1286,1	219,2	621,2			tr.		360,0	3151,0	Budetta et al. (1994)		
		Fontana Grande				13,0	6,6	43,70	13,30	247,60	37,75	74,00	76,20	734,01	21,19		0,02	0,53	114,00		Piscopo et al. (2000)			
		Acqua della Madonna				13,3	6,5	60,30	11,73	309,60	53,00	118,00	104,20	1065,39	21,57		0,01	0,62	192,40		Piscopo et al. (2000)			
		Acqua Acetosella				12,5	6,4	57,40	11,38	326,20	52,00	150,00	79,12	1073,30	21,06			0,71	340,50		Piscopo et al. (2000)			
		Acqua Rossa				13,0	6,7	541,00	34,32	316,00	87,25	1000,00	234,00	804,67	23,62			1,09	148,60		Piscopo et al. (2000)			
		stabilimento termale				15,68	6,5	3093,30	117,35	414,56	328,34	5783,68	617,74	834,84	18,07		1,42	2,74	139,27		Piscopo et al. (2000)			
M.ALBURNI	Pertosa	Pertosa	250			12	7,2	5,11	1,80	56,20	13,40	20,60	2,40	225,00	6,72				4,6	205	Corniello (1996)			
					460	13	7,20	5,1	1,8	56,0	13,4	21,0	2,0	225	6,7	-7,32		0,08		331	Minissale & Vaselli (2011)			
																		0,22					Budetta et al. (1994)	
					460	13	7,15	5,1	1,8	56,2	13,4	20,6	2,4	225	6,7	-7,3				331	Minissale (2004)			
						13	7,61	5,27	2,15	68,14	7,30	22,06	4,46	222,22				0,28		228,20		Celico et al. (1994)		
	Castelcivita	Castelcivita	80			16,5	7,2	5,11	1,80	56,20	13,40	20,60	2,40	225,00	6,72		0,22	0,15	4,60	205,00		Celico et al. (1979)		
						14	7,15	7,4	1,5	90,3	11,0	21,4	6,1	311	7,4					456		Minissale (2004)		
					1379																		Guida et al. (1980)	
						16	6,90	7,73	1,90	120,24	18,24	30,55	14,34	405,41				0,31		427,00		Celico et al. (1994)		
						10,8	7,8	5,46	0,98	62,20	3,70	13,50	6,10	195,70	3,23					44,8	168		Corniello (1996)	
Sant'Angelo a Fasanella	Auso	310		1000																	Budetta et al. (1994)			
					11,00	7,25	3,63	1,07	68,14	8,51	21,21	5,86	210,21			0,29		226,10		Celico et al. (1994)				
					11,00	7,15	5,5	1,0	62	4,0	13,5	6	196	3,2					291		Minissale (2004)			
				800	16	6,70	1400,0	53,0	294	183,0	2358	335	781	7,7	-6,09		2,98		5415		Minissale & Vaselli (2011)			
M. CERVATI - VESOLE	Paestum	Capo di Fiume	34																41,10		Celico et al (1982)			
				Capo Fiume		15	6,70	405	16,50	225	75,00	750	95	763	9,0	-7,50		1,3		2340		Minissale (2004)		
				Capo Fiume 2		16	6,70	1400	53,00	294	183,00	2358	335	781	7,7			3,0		5415		Minissale (2004)		
				Capo Fiume 3		16	6,70	1370	52,30	294	185,00	2500	323	789	7,7	-6,60		2,9		5524		Minissale (2004)		
						15		440,0	19,5	237,0	78,0	841,0	102,0	753,0						57,0	2295,0		Budetta et al. (1994)	

SORGENTI - Dati da letteratura

struttura	Località	denominazione	quota m.s.l.m.	data	Q (l/s)	T (°C)	PH	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	SiO2 (mg/l)	DO18 (%PDB)	H2S (mg/l)	Sr (mg/l)	CO2 (mg/l)	TDS (mg/l)	riferimenti bibliografici					
M. CERVATI - VESOLE	Paestum	Acqua Salsa Paestum	42		800	17	6,60	2075	70,5	328	241,0	3688	476	802	7,9	-6,50		4,0		7692	Minissale 2004					
					800	17	6,60	2075,0	70,5	328	241,0	3688	476	802	7,9	-6,48		4,00		7692	Minissale & Vaselli (2011)					
	Sassano	Fontanella Sottana	458			12,5	7,4	3,45	1,03	66,20	7,30	13,50	2,00	219,50	6,05					6,7	179	Corniello (1996)				
					300																		Budetta et al. (1994)			
	Padula	Fontanella Soprana	475			14,5	7,4	3,45	1,03	66,20	7,30	13,50	2,00	219,50	6,05		0,20	0,10		6,70	179,00	Celico et al. (1979)				
						12	7,3	3,38	1,10	64,20	7,30	14,20	4,10	219,50	5,63					5,1	197	Corniello (1996)				
	Buonabitacolo	Riofreddo	474		800																		Budetta et al. (1994)			
						15,0	7,3	3,38	1,10	64,20	7,30	14,20	4,10	219,50	5,63		0,22	0,10		5,10	197,00	Celico et al. (1979)				
	Sanza	Bussento - Varco la Peta	950			12,6	7,3	3,25	0,87	56,00	8,25	11,60	2,90	201,20	2,88						9,2	185	Corniello (1996)			
					700																			Budetta et al. (1994)		
	Rofrano	Fistole del Faraone	438			10,5	7,3	3,25	0,87	56,00	8,25	11,60	2,90	201,20	2,88		0,22	0,07		9,20	185,00	Celico et al. (1979)				
						9,2	7,2	2,55	0,64	54,60	3,80	10,60	2,40	168,70	3,55						3,1	158	Corniello (1996)			
	Sanza	Bussento Le 12 Fistole	359		300																		Budetta et al. (1994)			
					11	7,2	3,25	0,59	60,10	5,95	11,90	2,60	196,80	3,28						3,6	180	Corniello (1996)				
Morigerati	Morigerati	275		400																		Budetta et al. (1994)				
					11,0	7,2	3,25	0,59	60,10	5,95	11,90	2,60	196,80	3,28		0,09	0,08		3,60	180,00	Celico et al. (1979)					
M. MADDALENA	Montesano s.M.	Montesano	690		1500																	Budetta et al. (1994)				
						12,6	6,9	4,03	1,20	63,60	12,00	13,00	3,00	231,70	5,62						10,2	211	Corniello (1996)			
FLYSCH DEPOSITS	Rocca San Felice	Mefite d'Ansanto	665			9,0	6,9	4,03	1,20	63,60	12,00	13,00	3,00	231,70	5,62		0,24	0,17		10,20	211,00	Celico et al. (1979)				
						15	5,8	196	23	226	103	71	710	683	13	-5,00						2028	Duchi et al. (1995)			
																			-15,85	3,00	2,84	580,00		Ortolani et al. (1981)		
				21/08/1991		24,5	2,8	19,50	86,39	463,00	50,26														Balderer & Martinelli (1995)	
	Villamaia	San Teodoro	484			24	3,5	41,54	26,03	555,00	36,84													Balderer & Martinelli (1995)		
						<1																			Aquino et al. (2006)	
						7	27	6,40	51,0	8,0	190	60,0	36	38	915	17,0	-7,20		0,90			1316	Minissale & Vaselli (2011)			
					4,00	28,00	6,4																		Aquino et al. (2006)	
																				1,15		175,50			Ortolani et al. (1981)	
						27	6,4	51	8	190	60	36	38	915	17	-7,20							1314	Duchi et al. (1995)		
				21/08/1991		27,2	6,3	49,07	6,73	186,00	58,16					945,80		-7,27								Balderer & Martinelli (1995)
																										Minissale (2004)
						27		49,0	6,9	188,8	62,7	37,7	45,6	883,5									211,0	852,0	Budetta et al. (1994)	
M. VULTURE - VOLCANIC DEPOSITS	Monticchio Bagni	Fonte Gaudianello	575		4	28																	Aquino et al. (2006)			
						19,00	5,8	144,40	39,50	116,58	47,36	37,90	86,70	911,00	97,20							1493,00		Parisi et al. (2009)		
				24/08/1991		19	6,3	91,56	36,56	135,00	44,66			610,20		-8,69							Balderer & Martinelli (1995)			

TRAVERTINI - Dati da letteratura

Località	campioni		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ valori min-max	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ valori min-max	Riferimenti bibliografici
Contursi (SA)						(9,60;11,20)	Panichi & Tongiorgi (1976)
Minturno (LT)						(3,10; 8,70)	Panichi & Tongiorgi (1976)
Mondragone (CE)						(9,90;11,50)	Panichi & Tongiorgi (1976)
Paestum (SA)				(20,27;26,35)		(-4,00;2,25)	Ferreri & Stanzione (1978)
Pontecagnano Faiano (SA)	incrostazioni attuali	1	-6,29		2,93		Anzalone et al. (2007)
		2	-6,57		3,00		Anzalone et al. (2007)
		3	-5,84		2,99		Anzalone et al. (2007)
		4	-5,47		3,21		Anzalone et al. (2007)
Pontecagnano Faiano (SA)	fossile str	1	-5,48		7,58		Anzalone et al. (2007)
		2	-4,98		9,91		Anzalone et al. (2007)
		3	-6,44		7,69		Anzalone et al. (2007)
		4	-5,92		8,27		Anzalone et al. (2007)
		5	-5,85		9,45		Anzalone et al. (2007)
		6	-4,85		7,95		Anzalone et al. (2007)
		7	-5,80		9,51		Anzalone et al. (2007)
		8	-4,25		8,03		Anzalone et al. (2007)
		9	-6,01		9,86		Anzalone et al. (2007)
		10	-5,04		9,42		Anzalone et al. (2007)
		11	-5,14		11,25		Anzalone et al. (2007)
		12	-5,05		9,32		Anzalone et al. (2007)
		13	-5,44		10,07		Anzalone et al. (2007)
		14	-4,27		11,73		Anzalone et al. (2007)
		15	-5,20		9,12		Anzalone et al. (2007)
		16	-5,28		6,40		Anzalone et al. (2007)
		17	-5,53		2,52		Anzalone et al. (2007)
		18	-5,86		4,00		Anzalone et al. (2007)
		19	-6,09		3,86		Anzalone et al. (2007)
		20	-5,00		5,36		Anzalone et al. (2007)
		21	-5,48		4,49		Anzalone et al. (2007)
		22	-4,39		7,11		Anzalone et al. (2007)
		23	-5,09		5,91		Anzalone et al. (2007)
		24	-5,92		5,27		Anzalone et al. (2007)
	25	-5,66		4,06		Anzalone et al. (2007)	
	26	-4,85		5,31		Anzalone et al. (2007)	
	27	-6,47		2,63		Anzalone et al. (2007)	
	28	-4,56		3,50		Anzalone et al. (2007)	
	29	-5,94		3,03		Anzalone et al. (2007)	
	30	-8,29		2,38		Anzalone et al. (2007)	
	31	-5,31		3,54		Anzalone et al. (2007)	
	32	-6,81		1,33		Anzalone et al. (2007)	
	33	-6,41		-1,76		Anzalone et al. (2007)	
	34	-5,88		-1,87		Anzalone et al. (2007)	
	35	-2,28		2,41		Anzalone et al. (2007)	
	36	-6,10		1,65		Anzalone et al. (2007)	
	37	-5,73		2,19		Anzalone et al. (2007)	
	38	-5,22		3,12		Anzalone et al. (2007)	
	39	-6,00		2,79		Anzalone et al. (2007)	
	40	-5,33		-0,01		Anzalone et al. (2007)	
	41	-5,63		3,57		Anzalone et al. (2007)	
	42	-4,68		4,12		Anzalone et al. (2007)	
	43	-5,09		3,94		Anzalone et al. (2007)	
	44	-5,07		4,18		Anzalone et al. (2007)	
	45	-5,92		9,13		Anzalone et al. (2007)	
	46	-4,94		8,97		Anzalone et al. (2007)	
	47	-5,72		2,87		Anzalone et al. (2007)	
	48	-5,97		5,90		Anzalone et al. (2007)	
	49	-8,05		2,42		Anzalone et al. (2007)	
	50	-2,88		2,51		Anzalone et al. (2007)	
	51	-5,48		6,01		Anzalone et al. (2007)	
	52	-4,81		6,47		Anzalone et al. (2007)	
	53	-4,43		6,73		Anzalone et al. (2007)	
	54	-4,92		6,01		Anzalone et al. (2007)	
	55	-5,36		1,43		Anzalone et al. (2007)	
	56	-5,74		2,95		Anzalone et al. (2007)	
	57	-3,19		7,43		Anzalone et al. (2007)	
	58	-5,40		0,73		Anzalone et al. (2007)	
	59	-6,04		2,29		Anzalone et al. (2007)	
	60	-6,42		2,32		Anzalone et al. (2007)	
	61	-5,66		3,55		Anzalone et al. (2007)	
	62	-4,94		5,60		Anzalone et al. (2007)	
	63	-4,74		5,71		Anzalone et al. (2007)	
	64	-5,46		2,45		Anzalone et al. (2007)	
	65	-5,08		5,66		Anzalone et al. (2007)	
Pontecagnano (SA)			-5,20		0,60		D'Argenio et al. (1983)
			-4,70		10,70		D'Argenio et al. (1983)
			-6,60		8,70		D'Argenio et al. (1983)
			-5,20		4,70		D'Argenio et al. (1983)
			-4,70		11,60		D'Argenio et al. (1983)
			-5,70		6,40		D'Argenio et al. (1983)
			-5,60		6,40		D'Argenio et al. (1983)
			-6,00		4,60		D'Argenio et al. (1983)
			-4,90		4,40		D'Argenio et al. (1983)
			-4,60		11,00		D'Argenio et al. (1983)
Pontecagnano Faiano (SA)					(1,5; 7,7)	Panichi & Tongiorgi (1976)	
Pontecagnano Filetta (SA)					(3,6; 6,0)	Panichi & Tongiorgi (1976)	
Pozzilli (IS)					(11,8; 12,5)	Panichi & Tongiorgi (1976)	

EMISIONI GASSOSE EMANAZIONI GASSOSE - Dati da letteratura

Località	Type	Temperatura (°C)	Quota (m s.l.m.)	Ar (vol. %)	Rn	O ₂ (vol. %)	N ₂ (vol. %)	CO ₂ (vol. %)	CO (vol. %)	H ₂ (vol. %)	H ₂ S (vol. %)	CH ₄ (vol. %)	C ₂ H ₆ (vol. %)	C ₃ H ₈ (vol. %)	C ₄ H ₁₀ (vol. %)	δ ¹³ C _{CO2} (‰PDB)	³ He/ ⁴ He (R/Ra)	⁴ He/ ²⁰ Ne	Riferimenti bibliografici
San Sisto	dry	15	180	0,0017	72,7	0,0009	2,357	97,234	<0,001	0,0044	0,0956	0,3036	0,00110	<0,00005	0,000500	0,34	1,37	10	Minissale (2004)
Mefite d'Ansanto	dry	15	670	0,0007	0,4	0,0528	1,163	98,236	<0,001	0,0026	0,3167	0,2228	0,00210	0,00060	<0,0005	0,73	2,58	239	Minissale (2004)
Suio	dry	51	20	0,009	55,0	0,0511	1,791	97,954	<0,001	0,00060	0,0226	0,1596	0,00720	0,00290	0,001000	0,72	0,45	54	Minissale (2004)
								99,14			0,42	0,075	0,00200						Duchi et al. (1995)
Monticchio Bagni	dry		570	0,0126	14,0	0,2156	0,503	99,269	<0,001	<0,0002	<0,0005	<0,0002	<0,0005	<0,0005	<0,0005	-3,04			Minissale (2004)
Mondragone	ted to thermal	52	10	0,0045	69 (Bl/l)	0,00	0,24	98,27	<0,001	0,00020	1,4819	0,0003	<0,0005	<0,0005	<0,0005	-0,67		1,5	Minissale (2004)
								98,11			1,685	0,006	0,001						Duchi et al. (1995)

BIBLIOGRAFIA

- Agosta F., Mulch A., Chamberlain P., Aydin A. (2008).** *Geochemical traces of CO₂-rich fluid flow along normal faults in central Italy.* *Geophysical Journal International*, **174**, 758-770.
- Aiello G., Ascione A., Barra D., Munno R., Petrosino P., Russo Ermolli E., Villani F. (2007).** *Evolution of the late Quaternary San Gregorio Magno tectono-karstic basin (southern Italy) inferred from geomorphological, tephrostratigraphical and palaeoecological analyses: tectonic implications.* *Journal of Quaternary Science* **22**(3), 233–245, doi: 10.1002/jqs.1040.
- Aiello G., D'argenio B., Ferreri V., Violante C. (1989a).** *I travertini di Paestum. Dati preliminari.* Conf. Sc. Attiv. di Ric. dei Dips., 13-15 Dic., Napoli, pp. 1-2.
- Aiello G., D'Argenio B., Ferreri V., Violante C. (1989b).** *Ricerche sedimentologiche sui travertini di Telesse e di Amorosi (Benevento).* Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei Dipartimenti, Università di Napoli Federico II.
- Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia C., Monacelli G., Musilli I., Amato A., Cinque A., Santangelo N., Santo A. (1992).** *Il bordo meridionale del Monte Marzano e la valle del F. Bianco: geologia e geomorfologia.* Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1992/1), 191-200.
- Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia C., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A.R., Summa G., Tranfaglia G. (2009).** *La Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale. Metodi ed analisi territoriali per l'identificazione e la caratterizzazione dei corpi idrici sotterranei* (Direttiva 2000/60/CE). *L'Acqua*, **4**, 21–32.
- Altunel E. (1994).** *Active Tectonics and the Evolution of Quaternary Travertines at Pamukkale, Western Turkey.* Unpublished Ph.D. thesis, University of Bristol.
- Altunel E. (2005).** *Travertines: neotectonic indicators.* In: *Travertine, Proceedings of 1st International Symposium on Travertine* (Eds M. Ozkul, S. Yagiz and B. Jones), pp. 105–106. September 21–25, 2005, Denizli, Turkey. Kozan Offset, Ankara.
- Altunel E. & Hancock P.L. (1993a).** *Active fissuring and faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey.* *Zeitschrift Geomorphologie Supplementary*, **94**, 285-302.
- Altunel E. & Hancock P.L. (1993b).** *Morphological features and tectonic setting of Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey.* *Geological Journal* **28**, 335-346.
- Amato A., Cinque A., Santangelo N., Santo A. (1992).** *Il bordo meridionale del Monte Marzano e la valle del F. Bianco: geologia e geomorfologia.* Studi Geologici Camerti, vol. spec., 191-200.
- Amato V. (2005).** *La risposta di alcuni tipici sistemi morfodinamici della Campania (Italia meridionale) alle variazioni climatiche oloceniche.* Tesi di Dottorato Università "Federico II" di Napoli, XVI ciclo.
- Amato V., Anzalone E., Aucelli P., D'Argenio B., Ferreri V., Roskopf C. (2012).** *Sedimentology and depositional history of the travertines outcropping in the Poseidonia-Paestum archaeological area.* *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **23**, 61-68.
- Amato A., Ascione A., Cinque A., Lama A. (1991).** *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie.* *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **14**, 5-16.
- Amato V., Aucelli P., D'Argenio B., Da Prato S., Ferraro L., Pappone G., Petrosino P., Roskopf C., Ermolli E. (2011).** *Holocene environmental evolution of the coastal sector in front of the Poseidonia-Paestum archaeological area (Sele plain, southern Italy).* *Rend. Fis. Acc. Lincei*, DOI 10.1007/s12210-011-0161-1.
- Amato V., Avagliano G., Cinque A., Cipriani M., Di Paola G., Pontrandolfo A., Roskopf M. C., Santoriello A. (2009).** *Geomorphology and geoarchaeology of the Paestum area: modifications of the physical environment in historical times.* *Mediterranee*, **112**, 129-135.

- Amore O. F., Bonardi G., Ciampo G., De Capoa P., Perrone V., Sgrosso I. (1988).** *Relazioni tra “Flysch Interni” e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell’evoluzione inframiocenica delle zone esterne Appenniniche.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297.
- Andrews J.N. (1985).** *The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movements in confined aquifers:* Chemical Geology, v. **49**, p. 339–351, doi: 10.1016/0009-2541(85)90166-4.
- Andrews J.E. (2006).** *Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas; synthesis and review.* Earth Sci. Rev., **75**, 85–104.
- Andrews, J.E. and Brasier, A.T. (2005).** *Seasonal records of climate change in annually laminated tufas: short review and future prospects.* Journal of Quaternary Science, **20**, 411-421.
- Andrews J.E., Pedley H.M., Dennis P.F. (2000).** *Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas; a stable isotope approach in search of reliable climatic archives.* Sedimentology, **47**, 961-978.
- Anzalone E. (2008).** *Late Pleistocene travertines and their analogues under-deposition. A comparative analysis.* Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **21**(1B), 91-98.
- Anzalone E., D’Argenio B., Ferreri V., Sprovieri M. (2004).** *Quaternary travertines of southern Italy: a sedimentological and geochemical approach.* International Association of Sedimentologists 23rd IAS Meeting of sedimentology. Coimbra-Portugal.
- Anzalone E., Ferreri V., Sprovieri M., D’Argenio B. (2007).** *Travertines as hydrologic archives: The case of the Pontecagnano deposits (southern Italy).* Advances in Water Resources, **30**, 2159–2175.
- Aquino S., Allocca V., Esposito L., Celico P. (2006).** *Risorse idriche della provincia di Avellino (Appennino meridionale, Italia).* Arti Grafiche Cinque s.r.l., Avellino. 120 pp.
- Ascione A., Caiazza C., Cinque A. (2007).** *Recent faulting in Southern Apennines (Italy): geomorphic evidence, spatial distribution and implications for rates of activity.* Boll.Soc.Geol.It. (Ital.J.Geosci.), **126** (2), 293-305.
- Ascione A., Ciarcia S., Di Donato V., Mazzoli S., Vitale S. (2012).** *The Pliocene–Quaternary wedge-top basins of southern Italy: An expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines.* Basin Research, v. **24**, p. 456–474, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00534.x.
- Ascione A., Cinque A., Improta L., Villani F. (2003).** *Late Quaternary faulting within the southern Apennines seismic belt: New data from Mt. Marzano area (southern Italy).* Quaternary International, v. **101–102**, p. 27–41, doi:10.1016/S1040-6182(02)00127-1.
- Ascione A., Cinque A., Tozzi M. (1992).** *La Valle del Tanagro (Campania): Una depressione strutturale ad evoluzione complessa.* Studi Geologici Camerti, Special Volume 1992, **1**, p. 209–219.
- Ascione A., Mazzoli S., Petrosino P., Valente E. (2013a).** *A decoupled kinematic model for active normal faults: Insights from the 1980, MS = 6.9 Irpinia earthquake, southern Italy.* Geological Society of America Bulletin 2013;**125**, no. 7-8;1239-1259. doi: 10.1130/B30814.1.
- Ascione A., Iannace A., Imbriale P., Santangelo N., Santo A. (2013b).** *Tufa and travertines of southern Italy: deep-seated, fault-related CO₂ as the key control in precipitation.* Terra Nova, **0**, 1–13, 2013.
- Ascione A., Iannace A., Imbriale P., Santangelo N., Santo A. (2013c).** *Travertines as fault activity indicators: new data from the Southern Apennines.* In: Slejko D., Rebez A., Riggio A., Argnani A., Del Pezzo E., Galli P., Petrini R., Serpelloni E., Solarino S.. Tema 1 Geodinamica: sessione 1.11 I terremoti e le loro faglie. vol. **1**, p. 11-17, trieste:GNGTS - OGS Mosetti Tecniche grafiche, ISBN: 9788890210198, trieste, 19-21 novembre 2013.
- Balderer W. & Martinelli G. (1995).** *Geochemistry of groundwaters and gases occurring in the November 23, 1980 earthquake area (South Italy).* In: Gas Geochemistry (C. Dubois, ed.). Northwood, CA. Supplement to v. **16** (1994) of Environmental Geochemistry and Health, Science Rev., pp. 147–163.
- Balderer W., Martinelli G., Weise S.M., Wolf, M. (2000).** *³He/⁴He Anomalies in the irpinia-basilicata Area: geochemical signatures of a seismically active region (South Italy).* Bull. Hydrogeol., **18**, 147–160. Centre d’Hydrogeologie, Universite de Neuchatel, Editions Peter Lang, Bern, Switzerland, 2001.
- Ballentine C.J., Burgess R., Marty B. (2002).** *Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust,* in Porcelli, D., Ballentine, C.J., and Wieler, R., eds., Reviews in mineralogy and geochemistry—Noble gases

in geochemistry and cosmochemistry, Volume 47: Washington, D.C., Mineralogical Society of America, p. 539–614.

Ballentine C.J. & Burnard P.G. (2002). *Production, release and transport of noble gases in the continental crust*, in Porcelli, D., Ballentine, C.J., and Weiler, R., eds., *Reviews in mineralogy and geochemistry—Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*, Volume 47: Washington, D.C., Mineralogical Society of America, p. 481–538.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J., Rigati R. (2013). *Termalismo e travertini in Toscana meridionale*. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. 27 (2013), pp. 42-53, (doi: 10.3301/ROL.2013.19)

Barilaro F. (2013). *The character and spatial distribution of Holocene and Pleistocene hydrothermal travertines (Albegna Valley, southern Tuscany, central Italy)*. Tesi di Dottorato Università degli Studi di Milano, XXV ciclo.

Barnes I., Irwin W. P., White D. E. (1978). *Global distribution of carbon-dioxide discharges and major zones of seismicity, scale 1:40,000,000*. In *Water Resour. Invest.* 78-39, open-file report (U.S. Geol. Surv., Washington, D.C.

Barnes I. & O'Neil J.R. (1971). *Calcium-magnesium solid solutions from Holocene conglomerate cements and travertines in the Coast Range of California*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 699-717.

Beneduce P. & Schiattarella M. (1997). *Relazioni tra tettonica regionale quaternaria e deformazione vulcanogenica nelle aree dei Campi Flegrei, Isola di Ustica e Monte Vulture (Italia meridionale)*. *Il Quaternario*, 10, 583-588.

Bernard P. & Zollo A. (1989). *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: Detailed analysis of a complex normal faulting*. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B2, 1631–1647, doi:10.1029/JB094iB02p01631.

Bertini A., Minissale A., Ricci M. (2008). *Use of quaternary travertines of central-southern Italy as archives of paleoclimate, paleohydrology and neotectonics*. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 21(1B), 99-112.

Blumetti M., Caciagli M., Di Bucci D., Guerrieri L., Michetti A.M., Naso G. (2009). *Evidenze di fagliazione superficiale olocenica nel bacino di Boiano (Molise)*. *GNGTS – Atti del 19° Convegno Nazionale / 01.09*.

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., de Capoa P., Miconnet P., Perrone V. (1988). *Il Complesso Liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41: 17-35.

Boni C., Bono P., Capelli G. (1986). *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 35, 991-1012.

Boni C.F., Bono P., Capelli G., Funicello R., Lombardi S., Parotto M., Rossi F.M. & Venturi G. (1979). *Lineamenti idrogeologici, idrologici ed idrochimici della regione albana: primi risultati della campagna 1977-1979*. *Atti del 1° Seminario Informativo. Energia Geotermica: prospettive aperte dalle ricerche del CNR, Roma 18-21 Dicembre 1979*, pp. 482-498.

Bonny S. M. & Jones B. (2008). *Petrography and textural development of inorganic and biogenic lithotypes in a relict barite tufa deposit at Flyby Springs, NT, Canada*. *Sedimentology*, 55, 275–303.

Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G., Valensise G. (1995). *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Bologna, 970 pp.

Brancaccio L., Cinque A., D'Angelo B., Russo F., Santangelo N., Sgrosso I. (1987). *"Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)"*. *Geogr. Fis. Dinam., Quat.*, 10, 47-55.

Brancaccio L., Cinque A., Di Crescenzo G., Santangelo N., Scarciglia F. (1997). *Alcune osservazioni sulla tettonica quaternaria nell'alta valle del f. Volturno (Molise)*. *Il Quaternario*, 10, 321-328.

Brancaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Russo, F., Santangelo, N. and Santo, A. (1991). *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. *Zeit. Fur Geomorph, N.F. Suppl. Bd.*, 82, 47–58.

- Brancaccio L., Cinque A., Sgrosso I. (1986).** *Elementi morfostrutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **35**, 869-874
- Brancaccio L., D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Taddeucci A., Voltaggio M. (1988).** *I travertini di Rocchetta al Volturno (Molise). Datazioni con il ^{230}Th e modello deposizionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **41**, 673-683.
- Brancaccio L., D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Turi B., Preite Martinez M. (1986).** *Caratteri tessiturali e geochimici dei travertini di Rocchetta a Volturno (Molise).* Boll. Soc. Geol. It., **105**, 256-277.
- Brocchini, F., Principe, C., Castradori, D., Laurenzi, M.A., Gorla, L. (2001).** *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: Insights from the Trecase well.* Mineralogy and Petrology, v. **73**, p. 67-91.
- Brogi A. (2004).** *Faults linkage, damage rocks and hydrothermal fluid circulation: tectonic interpretation of the Rapolano Terme travertines (southern Tuscany, Italy) in the context of the Northern Apennines Neogene-Quaternary extension.* Eclogae Geol Helv **97**:307-320.
- Brogi A. & Capezzuoli E. (2009).** *Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy).* Int. J. Earth Sci., **98**:931-947.
- Brogi A., Capezzuoli E., Aqué R., Branca M., Voltaggio M. (2010).** *Studying travertines for neotectonics investigations: Middle-Late Pleistocene syn-tectonic travertine deposition at Serre di Rapolano (Northern Apennines, Italy).* Int. J. Earth Sci., Vol. **99**, n.6, 1383-1398.
- Brogi, A., Capezzuoli, E., Buracchi, E., Branca, M. (2012).** *Tectonic control on travertine and calcareous tufa deposition in a low-temperature geothermal system (Sarteano, Central Italy).* J. Geol. Soc. London, **169**, 461-476.
- Brozzetti F. & Salvatore A. (2006).** *La distensione nell'Appennino Campano-Lucano: nuovi dati sui bacini intramontani della Valle del Tanagro, di S.Gregorio Magno e di Muro Lucano.* Rend. Soc. Geol. It., **2**, Nuova Serie, 98-100.
- Buccino G., D'Argenio B., Ferreri V., Brancaccio L., Ferreri M., Panichi C., Stanzione D. (1978).** *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania): studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico.* Boll. Soc. Geol. It., **97**, 617-646.
- Budetta P., Celico P., Corniello A., De Riso R., Ducci D., Nicotera P. (1994).** *Carta Idrogeologica della Campania 1:200.000 – Memoria illustrativa.* Atti Convegno Int. Geoingegneria, “Difesa e Valorizzazione dei suoli e degli Acquiferi”, Torino, marzo 1994, p. 565-586.
- Buhmann D., Dreybrodt W. (1985).** *The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas.* Chemical Geology, **48** (1985) 189-211 Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.
- Caiazza C., Ascione A., Cinque A. (2006).** *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope.* Tectonophysics **421**, 23-51.
- Caiazza, C., Cinque, A., Merola, D. (2000).** *Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento peninsula.* Mem. Soc. Geol. Ital. **55**, 165-174.
- Caiazza, C., Giovine, G., Ortolani, F., Pagliuca, S., Schiattarella, M., Vitale, C. (1992).** *Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del fiume Sele (Appennino campanolucano).* Studi Geolog. Camerti, Vol. Spec. **1992/1**, 245-255.
- Çakir Z. (1999).** *Along-Strike Discontinuity of Active Normal Faults and Its Influence on Quaternary Travertine Deposition; Examples From Western Turkey.* Turkish J. Earth Sci., **8**, 67-80.
- Calcaterra D., De Riso R., Ducci D., Santo A., Aquino S. (1994).** *Analisi dell'idrodinamica di massicci carsici mediante uso integrato di dati: un esempio nel settore SE del Monte Terminio (Appennino meridionale).* IV Geoenvironment International Congress, Torino, 10-11 marzo 1994.
- Capezzuoli E. (2013).** *Il patrimonio di travertini e calcareous tufa in Toscana.* Rend. Online Soc. Geol. It., **27**, 31-41 (doi: 10.3301/ROL.2013.18).

- Capezzuoli E. & Gandin A. (2004).** *I “travertini” in Italia: proposta di una nuova nomenclatura basata sui caratteri genetici.* Il Quaternario. It. Jour. of Quat. Sciences **17** (2/1) 273, 284.
- Capezzuoli E., Gandin A., Pedley H.M. (2014).** *Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art.* Sedimentology (2014) **61**, 1–21.
- Capezzuoli E., Gandin A., Sandrelli F. (2008).** *Evidence of associated deposition of travertine and calcareous tufa in the quaternary carbonates of Valdensa Basin (Tuscany).* Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences **21**(1B) 113-124.
- Capezzuoli E., Gandin A., Sandrelli F. (2012).** *Calcareous tufa as indicators of climatic variability: a case study from southern Tuscany (Italy).* J. Geol. Soc. London, Sp. Publ. 2010, **336**, 263–281.
- Carrara C., Ciuffarella L., Paganin G. (1998).** *Inquadramento geomorfologico e climatico ambientale dei travertini di Rapolano Terme (Siena).* Il Quaternario **11**, 319–329.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A. (2005).** *CSI Catalogo della Sismicità Italiana 1981–2002. Versione 1.0:* Rome, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia-, <http://www.ingv.it/CSI> (last accessed 15 October 2012).
- Cavinato G.P. & De Celles P.G. (1999).** *Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion.* Geology, **27**, 955-958.
- Celico F. & Casale M. (1995).** *Sull'idrogeologia dei Monti del Matese (Italia Meridionale. 2° Incontro internazionale dei giovani ricercatori in geologia applicata.* Peverago, Cuneo – Italia. 1-13 ottobre 1995.
- Celico P. (1978).** *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale.* Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **14**, 1-97.
- Celico P. (1983).** *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania).* Quad. Cassa per il mezzogiorno, 4/2, 3-225.
- Celico P., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzione D., Zenone F. (1980).** *Il margine orientale della Piana Campana: indagini idrogeologiche e geochimiche.* Per. di Min. Roma, a. **49**, p. 241-270.
- Celico P., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Stanzione D. (1982).** *Geochimica delle sorgenti mineralizzate della Piana di Paestum (Campania, Italia).* Per. di Min. Roma, a. **51**, p. 249-274.
- Celico P., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Stanzione D., Zenone F. (1979a).** *La composizione chimica e isotopica delle acque delle acque sotterranee dell'alta valle del fiume Sele in relazione all'idrodinamica delle falde.* Mem. e Note dell'Ist. di Geol. Appl. Università di Napoli, **55**, 7-40.
- Celico P., De Gennaro M., Ghiara M.R., Stanzione D. (1979b).** *Le sorgenti termonerali della valle del Sele (Salerno): Indagini strutturali, idrogeologiche e geochimiche.* Rend. Soc. it. Min. e Petr., **35**, 389-409.
- Celico, P., Pelella, L., Stanzione, D., Aquino, S. (1994).** *Sull'idrogeologia ed idrogeochimica dei Monti Alburni (SA).* Geol. Romana, **30**, 687–697.
- Celico P., Salzano G., Valletta M. (1990).** *Rapporti tra il massiccio carbonatico degli Alburni e la basse valle del F. Tanagro (Campania).* Mem. Descr. Carta Geol. D'It., XXXVIII, pp. 283-298.
- Celico P., Stanzione D., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D. (1979c).** *Idrogeochimica del Vallo di Diano (Salerno).* Boll. Soc. Natur. Napoli, vol. **88**, pp. 499-524.
- Cello G., Guerra I., Tortorici L., Turco E., Scarpa R. (1982).** *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence.* J. Struct. Geol., **4**, 385-393.
- Cello G., Lentini F., Tortorici L. (1982).** *La struttura del settore Calabro-Lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico.* Studi Geologici Camerti, **00**, 27-34, Special Issue.
- Cello G. & Mazzoli S. (1999).** *Apennine tectonics in southern Italy: a review.* Journal of Geodynamics, **27**, 191-211.

- Cestari G. (1969).** *Geologia e idrogeologia della piana di Paestum (Salerno)*. Geol. Tecnica, n. 5, 1 – 12.
- Chafetz H. S. & Folk R.L. (1984).** *Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents*. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 54, no. 1, march, p. 0289–0316.
- Chafetz H. S. & Guidry S. A. (2003).** *Deposition and diagenesis of Mammoth Hot Springs travertine, Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A.* Canadian J. Earth Sci. 40, 1515–29.
- Chavetz H.S. & Lawrence J.R. (1994).** *Stable isotopic variability within modern travertines*. Géographie physique et Quaternaire, 1994, vol. 48, n° 3, p. 257-273.
- Chafetz H.S. & Meredith J.C. (1983).** *Recent travertine pisoliths (pisoids) from southeastern Idaho, U.S.A.* In: Peryt, T.M., ed., Coated Grains, Springer-Verlag, 450-455.
- Chafetz H.S., Rush P.F, Utech N.M. (1991).** *Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: An example from an active travertine system*. Sedimentology, 38, 107-126.
- Chiocchini U., Cipriani N., & Molinari Paganelli V. (1981).** *Studio geologico-tecnico per la ricostruzione di Lioni (Avellino) distrutto dal sisma del 23 novembre 1980*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, v. 102, p. 133–172.
- Chiodini G., Cardellini C., Collettini C., Barchi M. R., Frondini F., Ventura G. (2009).** *Degassamento terrestre di CO₂, strutture geologiche ed attività sismica in appennino*. GNGTS – Atti del 22° Convegno Nazionale / 06.09.
- Chiodini G., Frondini F., Cardellini C., Parello F., Peruzzi L. (2000).** *Rate of diffuse carbon dioxide Earth degassing estimated from carbon balance of regional aquifer: the case of central Italy*. Journal of Geophysical Research 105:8423–8434. doi:10.1029/1999JB900355.
- Chiodini G., Frondini F., Kerrik D.M., Rogie J., Parello F., Peruzzi L., Zanzari A.R. (1999).** *Quantification of deep CO₂ fluxes from central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing*. Chem. Geol. 159, 205–222. FAURE, G., Principles of Isotope Geology (J. Wiley, New York 1977).
- Chiodini G., Granieri D., Avino R., Caliro S., Costa A., Minopoli C., Vilardo G. (2010).** *Non-volcanic CO₂ Earth degassing: Case of Mefite d'Ansanto (southern Apennines), Italy*. Geophysical Research Letters, Vol. 37, L11303, Doi:10.1029/2010gl042858.
- Cinque A. (1986).** *Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele, Monti Picentini)*. Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia, Riunione annuale: Amalfi (SA), 9 - 12 Giugno 1986. Pubbl. n. 33 del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli, 60 pp.
- Cinque A., Ascione A., Caiazza C. (2000).** *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez (ed.) “Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica”, CNR – Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti – Roma, 203-218.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M. (1993).** *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geofis., 36, 249–260.
- Cinque A. & Romano P. (1990).** *Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., vol. 13 (1) 1990, 23-25.
- Ciotoli G., Bigi S., Tartarello C., Sacco P., Lombardi S., Ascione A., Mazzoli S. (2013).** *Soil gas distribution in the main coseismic surface rupture zone of the 1980, Ms=6.9, Irpinia Earthquake (southern Italy)*. Journal of Geophysical Research. In print. DOI: 10.1002/2013JB010508.
- Cipriani N., Malesani P., Vannucci S. (1977).** *I travertini dell' Italia centrale*. Boll. Serv. Geol. Ital. 98, 85– 115.
- Civita M. (1972).** *Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di captazione*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, 12, 5-33, Napoli.
- Cocco M., Chiarabba C., Di Bona M., Selvaggi G., Margheriti L., Frepoli A., Lucente F.P., Basili A., Jongmans D., Campillo M. (1999).** *The April 1996 Irpinia seismic sequence: Evidence for fault interaction*: Journal of Seismology, v. 3, p. 105–117, doi:10.1023/A:1009771817737.

- Coltorti M., Ferand G., Marzoli A., Peretto C., Ton That T., Voinchet P., Bohain J.J., Minelli A., Thun Hohenstein U. (2005).** *New ⁴⁰Ar/³⁹Ar, stratigraphic and palaeoclimatic data on the Isernia La Pineta Lower Palaeolithic site, Molise, Italy.* *Quaternary International* **131**, 11–22.
- Coplen T.B. (2007).** *Calibration of the calcite–water oxygen-isotope geothermometer at Devils Hole, Nevada, a natural laboratory.* *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 3948–3957.
- Corniello A. (1988).** *Considerazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termominerali della provincia di Caserta.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 1053-1063.
- Corniello A. (1996).** *Lineamenti idrogeochimici delle sorgenti dei principali massicci carbonatici della Campania.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**, 333-342.
- Corniello A. & De Riso R. (1986).** *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'Agro Telesino.* *Geol. Appl. e Idrogeol.*, **21**, 53-84.
- Corniello A., De Riso R., Ducci D. (1990).** *Idrogeologia e idrogeochimica della Piana Campana.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 351-360.
- Corniello A., Ducci D., Guarino P.M. (1999).** *I rilievi carbonatici del Matese occidentale e la piana di Venafro: idrogeologia e idrogeochimica.* *Boll. Soc. Geol. It.*, **118**, 523-535.
- Corniello A., Ducci D., Napolitano P. (1995).** *Piana del medio corso del F. Volturno (Campania): carta della qualità delle acque sotterranee.* *Quaderni di Geol. Appl.*, Pitagora Editrice Bologna.
- Gruppo di lavoro CPTI (1999).** *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, INGV, Bologna.* GNDT ING SGA SSN 1999, p.92. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/n>.
- Craig H. (1953).** *The geochemistry of stable carbon isotopes.* *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v.**3**, 53-92.
- Craig H. (1961).** *Isotopic variation in meteoric waters.* *Science, N.Y.* **133**, 1702–1703.
- Crossey L.J., Fischer T.P., Patchett P.J., Karlstrom K.E., Hilton D.R., Newell D.L., Huntoon P., Reynolds A.C., De Leeuw G.A.M. (2006).** *Dissected hydrologic system at the Grand Canyon: Interaction between deeply derived fluids and plateau aquifer waters in modern springs and travertine.* *Geology*; **34**; 25-28.
- Crossey L.J., Karlstrom K.E., Springer A.E., Newell D.L., Hilton D.R., Fischer T. (2009).** *Degassing of mantle-derived CO₂ and He from springs in the southern Colorado Plateau region --Neotectonic connections and implications for groundwater systems.* *Geological Society of America Bulletin* 2009;**121**;1034-1053. doi: 10.1130/B26394.1.
- D'Amore F., Didomenicoantonio A., Lombardi S. (1995).** *Considerazioni geochemiche e geotermometriche sul sistema idrotermale di Suio (Campania).* *Geol. Romana*, **31**, 319-328.
- D'Argenio B. & Ferreri V. (1987).** *A brief outline of sedimentary models for Pleistocene travertine accumulation in southern Italy.* *Rend. Soc. Geol. It.* **9**, 167-170.
- D'Argenio B. & Ferreri V. (1988).** *Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale.* *Mem. Soc. Geol. It.* **41**, 861-868.
- D'Argenio B. & Ferreri V. (1992).** *"Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale".* *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. **41**, pp. 861-868.
- D'Argenio B., Ferreri V., Anzalone E. (2008).** *Travertines and carbonate platforms. Geometries and evolutionary trend.* *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, **2**, 67-72.
- D'Argenio B., Ferreri V., Anzalone E. (2013).** *Travertines of central and southern Italy.* *Rend. Online Soc. Geol. It.*, **27**, 4-9. (doi: 10.3301/ROL.2013.16).
- D'Argenio B., Ferreri M., Ferreri V., Stanzione D. (1981).** *Travertines of southern Italy. Texture, geochemistry and sedimentary model.* *Abstract, Second Eur. Reg. Meet. I. A.S.* 43-46, Bologna.
- D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Brancaccio L., Ferreri M. (1983).** *I travertini di Pontecagnano (Campania) geomorfologia, sedimentologia, geochemica.* *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**, 123-136.

- D'Argenio B., Ferreri V., Violante C. (1991).** *"Analisi delle facies dei travertini di fondazione della antica città di Paestum"*. G.I.S. Riun. Sc. Ann., Bologna, 8-10 Ott., Riasslnto.
- D'Argenio B., Violante C., Golubic S. (1994).** *Travertines as proxies to climate controlled/controlling carbonates in geologic time. An Introduction.* In: Ubertini, L., Castelli, F., Bras, R.L. (Eds.), *Climate change and hydrogeological hazards in the Mediterranean area.* Perugia, 17-23.
- De Filippis L., Anzalone E., Billi A., Faccenna C., Poncia P.P., Sella P. (2013).** *The origin and growth of a recently-active fissure ridge travertine over a seismic fault, Tivoli, Italy.* *Geomorphology* **195** (2013) 13–26.
- De Filippis L., Faccenna C., Billi A., Anzalone E., Brilli M., Ozkul M., Soligo M., Tuccimei P., Villa I. (2012).** *Growth of fissure ridge travertines from geothermal springs of Denizli basin, western Turkey.* *Geol. Soc. Am. Bull.*, **124**, 1629–1645. doi:10.1130/B30606.1.
- De Filippis L., Faccenna C., Billi A., Anzalone E., Brilli M., Soligo M., Tuccimei P. (2013).** *Plateau versus fissure ridge travertines from Quaternary geothermal springs of Italy and Turkey: interactions and feedbacks among fluid discharge, paleoclimate, and tectonics.* *Earth-Sci. Rev.*, **123**, 35-52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.004>.
- De Filippis L., Faccenna C., Funiciello R., Billi A., Soligo M., Rossetti C. & Tuccimei P. (2011).** *The Lapis Tiburtinus travertine (Tivoli, Central Italy): its controversial tectonic vs paleoclimatic origin.* *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. **16**, 15-16.
- Deines P. (1980).** *The isotopic composition of reduced organic carbon.* in: P. Fritz and J. CH Fontes (eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.* Vol. **1**, 329-406.
- Deines P., Langmuir D., Harmon R.S. (1974).** *Stable isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwater.* *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1147-1164.
- De Lorenzo (1930).** *Sulla causa geologica della scomparsa dell'antica città di Paestum.* *Rend. Acc. Lincei, CI Sci. Fis. E Mat., Serie IV*, **11**, 1062- 1065.
- Demény A., Kele S., Siklósy Z. (2010).** *Empirical equations for the temperature dependence of calcite-water oxygen isotope fractionation from 10 to 70°C.* *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2010; **24**: 3521–3526.
- Del Prete S., De Riso R., Santo A. (2004).** *Primo contributo sui sinkholes di origine naturale in Campania.* *Atti del Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali locali nel governo del territorio"* 20-21 maggio, APAT, Roma 361-376.
- Del Prete S., Di Crescenzo G., Santangelo N., Santo A. (2010).** *Collapse sinkholes in Campania (southern Italy): predisposing factors, genetic hypothesis and susceptibility.* *Zeitschrift fur Geomorphologie* Vol.**54**, Suppl.2, 259-284.
- Demovic R., Hoefs J., Wedepohl K.H. (1972).** *Geochemische untersuchungen an travertineen der Slowakei.* *Contr. Min. Petrol.*, **37**, 15-28.
- D'Erasmus G. (1935).** *"Il bradisismo di Paestum"*. Ente per le Antichità e i Monum. P. di Salerno, Pubbl. N° II, pp. 32.
- De Wit, H. E., Van Der Gaag, P., Sevink, J. (1988).** *Geological answers to archaeological questions: an example.* In *The engineering geology of ancient works, monuments and historical sites: preservation and protection, proceedings of an international symposium organized by the Greek National Group of IAEG, Athens, 19-23 September 1988, La géologie de l'ingénieur appliquée aux travaux anciens, monuments et sites historiques: préservation et protection, comptes-rendus d'un symposium international organisé par le Groupe National Grec de l'Aigi, Athens, 19-23 Septembre 1988 (Vol. 3, pp. 1613-1622).* AA Balkema.
- Di Bucci D., Corrado S., Naso G. (2002).** *Active faults at the boundary between Central and Southern Appennines (Isernia, Italy).* *Tectonophysics* **359**, 47– 63.
- Di Bucci D., Corrado S., Naso G., Parotto M., Praturlon A. (1999).** *Evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'area molisana.* *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **118**(1), 13-30.

- Di Bucci D., Massa B., Zuppetta A. (2009).** *Relay ramps in active normal fault zones: A clue to the identification of seismogenic sources (1688 Sannio earthquake, Italy).* Geological Society of America Bulletin, vol. **118**, no.3/4, p.430-448
- Di Nocera S., Imperato M., Matano F., Stanzione D., Valentino G.M. (1999).** *Caratteri geologici ed idrogeologici della valle di Ansanto [Irpinia Centrale, Appennino Campano-Lucano] (Geology and hydrogeology of Ansanto valley, central Irpinia).* Boll Soc Geol It **118**:395–406.
- Dodson A., De Paolo D.J., Kennedy B.M. (1998).** *Helium isotopes in lithospheric mantle: Evidence from Tertiary basalts of the western USA:* Geochimica et Cosmochimica Acta, v. **62**, no. 23–24, p. 3775–3787, doi: 10.1016/S0016-7037(98)00267-1.
- Dramis F., Materazzi M., Cilla G. (1999).** *Influence of climatic changes on freshwater travertine deposition: a new hypothesis.* Phys. Chem. Earth (A), vol. **24**, no. 10, pp. 893-897.
- Dreybrodt W., Buhmann D., Michaelis J., Usdowski E. (1992).** *Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions.* Chem. Geol., **97**, 285-294.
- Duchi V., Minissale A., Vaselli O., Ancillotti M. (1995).** *Hydrogeochemistry of the Campania region in southern Italy.* Journal of Volc. and Geoth. Res., **67**, 313-328.
- Dupraz C. and Visscher P.T. (2005).** *Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats.* Trends in Microbiology, **13** (9), 429-438.
- Evans J.E. (1999).** *Recognition and implications of Eocene tufas and travertines in the Chadron Formation, White River Group, Badlands of South Dakota.* Sedimentology, **46**, 771-789.
- Faccenna C., Funiciello R., Montone P., Parotto M., Voltaggio M. (1994).** *Late Pleistocene strike-slip tectonic in the Acque Albule basin (Tivoli, Latium).* Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia **49**, 37-50.
- Faccenna C., Soligo M., Billi A., De Filippis L., Funiciello R., Rossetti C., Tuccimei P. (2008).** *Late Pleistocene depositional cycles of the Lapis Tiburtinus travertine (Tivoli, central Italy): possible influence of climate and fault activity.* Global Planet. Change, **63**, 299–308.
- Faure G. (1977).** *Principles of Isotope Geology*, New York: John Wiley & Sons, Inc., 1977, 379-402.
- Ferreri V. (1985).** *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale".* Rend. Acc. Scienze Fis. e Mat., Vol. **52**, Napoli, pp. 47.
- Ferreri M. & Stanzione D. (1978).** *Contributo alla conoscenza geochimica dei travertini campani: travertini di Paestum e della bassa valle del Tanagro (Salerno).* Rend. Acc. Sci. Fis. Mat., Napoli, **45**, 199-213.
- Folk R.L. (1994).** *Interaction between bacteria, nannobacteria, and mineral precipitation in hot spring of Central Italy.* Geog. Phys. Quatern., **48**, 233–246.
- Folk R.L. & Chafetz H.S. (1983).** *Diagenetic calcite varieties from travertines of central Italy (abst.).* Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. **67**, 461.
- Folk R.L., Chafetz H.S., Tiezzi, P.A. (1985).** *Bizarre forms of the depositional and diagenetic calcite in hot spring travertines, Central Italy.* In: Carbonate Cements (Eds. N. Schneidermann and P.M. Harris), Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **36**, 349–369.
- Ford T.D. & Pedley H.M. (1996).** *A review of tufa and travertine deposits of the world.* Earth-Sci. Rev. **41**, 117-175.
- Fouke B.W., Farmer J.D., Des Marais D.J., Pratt L., Sturchio N.C., Burns P.C., Discipulo M.K. (2000).** *Depositional facies and aqueous–solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.).* Journal Of Sedimentary Research, Vol. **70**, No. **3**, May, P. 565–585.
- Friedman I. (1970).** *Some investigation of the deposition of travertine from hot spring. The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring.* Geochim. et Cosmochim. Acta, **34**, 1303- 1315.

- Friedman I. & O'Neil J.R. (1977).** *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest.* In: Data of Geochemistry (Eds M. Fleischer), 6th edn. Geol. Surv. Prof. Pap., 440-KK, pp. 1–61.
- Frisia S. (2003).** *Gli isotopi stabili negli speleotemi.* Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **80**, 29-36.
- Fritz P. (1965).** *Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertini della Toscana.* Bollettino di Geofisica teorica e Applicata, **7**, 25–30.
- Galadini F., Meletti C., Vittori E. (2000).** *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie.* In: Galadini F., Meletti C. Rebez A. (ads.): Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999), CNR – Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma.
- Galli P., Bosi V., Piscitelli S., Giocoli A., Scionti V. (2006).** *Late Holocene earthquakes in southern Apennines: paleoseismology of the Caggiano fault.* Int. J. Earth Sci., **95**, 855–870.
- Galli P. & Galadini F. (2003).** *Disruptive earthquakes revealed by faulted archaeological relics in Samnium (Molise, southern Italy).* Geoph. Res. Lett., **30**, 1266, doi:10.1029/2002GL016456.
- Galli P. & Naso J.A. (2009).** *Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy): paleoseismological and archaeoseismological indications from the Aquae Iuliae fault.* J. Struct.Geol., **31**, 128–149.
- Gandin A. (2013).** *Classificazione genetica, caratteri petrologici distintivi e valori isotopici correlati di calcari incrostanti depositi da acque scorrenti (Travertini - Calcareous tufa - Speleotemi).* Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. **27** (2013), pp. 10-30 (doi: 10.3301/ROL.2013.17)
- Gandin A. & Capezzuoli E. (2008).** *Travertine versus calcareous tufa: distinctive petrologic features and stable isotopes signature.* Il Quaternario, It. Journ. of Quat. Sciences **21**(1B), 125-136.
- Gandin A. & Capezzuoli E. (2014).** *Travertine: Distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems.* Sedimentology (2014) **61**, 264–290.
- Garnett E.R., Andrews J. E., Preece R. C., Dennis P. F. (2004).** *Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa.* Journal of Quaternary Science **19**(3) 251–262.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R. (1985).** *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula.* Tectonophysics, 117, 59-78.
- Ghiara M.R., Stanzione D., Petti C. (1994).** *Chemical and isotope characteristics of the deep waters of the high valley of the river Sele (Italy): correlations between geochemical parameters and seismic activity.* Boll. Soc. Geol. It., **113**, 521-537.
- Ghosh P. & Brand W.A. (2003).** *Stable isotope ratio mass spectrometry in global climate change research.* International Journal of Mass Spectrometry, **228**, 1–33.
- Gianelli G. (1985).** *On the origin of geothermal CO₂ by metamorphic processes.* Boll. Soc. Geol. Ital. **104**, 575– 584.
- Giordano G., Naso G., Scrocca D., Funicello R., Catalani F. (1995).** *Processi di estensione e circolazione di fluidi a bassa termalità nella Piana di Riardo (Caserta, Appennino centro-meridionale).* Boll. Soc. Geol. It. **114**, 361-371, 4ff.
- Golubic S. (1973).** *The relationship between blue-green algae and carbonate deposits,* 434–472, in: N.G. Carr, B.A. Whitton (eds), The Biology of Blue-green Algae, Oxford (Blackwell).
- Golubic S., Violante C., Ferreri V., D'argenio B. (1993).** *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, Central Apennines).* Spec. Vol. Boll. Soc. Paleont. It., Vol. I, pp. 231-247.
- Golubic S., Violante C., Plenkovic-Moraj A., Grgasovic T. (2008).** *Travertines and calcareous tufa deposits: an insight into diagenesis.* Geolog. Croat., **61**/2-3, 363-378.
- Gonfiantini R., Panichi C., Tongiorgi E. (1968).** *Isotopic disequilibrium in travertine deposition.* Earth Planet. Sci. Lett. **5**, 55–58.
- Googas.** *Results of INGV-DPCV5 project: the catalogue of italian gas emissions.* Project coordinators: Giovanni Chiodini (chiod@ov.ingv.it), Mariano Valenza (vale@unipa.it); Data Revision: Carlo Cardellini

(geochem@unipg.it), Giovanni Chiodini (chiod@ov.ingv.it); Geographic and Data Information system: Alessandro Frigeri (afrigeri@unipg.it). <http://googas.ov.ingv.it>.

Graham D.W. (2002). *Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs*, in Porcelli, D., Ballentine, C.J., and Weiler, R., eds., *Reviews in mineralogy and geochemistry—Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*, Volume 47: Washington, D.C., Mineralogical Society of America, p. 481–538.

Guida D., Guida M., Luise D., Salzano G., Vallario A. (1980). *Idrogeologia del Cilento (Campania)*. Geol. Romana, 19, 349–369.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Valentis G. (2007). *Catalogue of strong Earthquakes in Italy from 461 B.C. to 1997 and in the Mediterranean area, from 760 B.C. to 1500, An Advanced Laboratory of Historical Seismology*. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>;

Guy M. (1988). "Le rivage maritime et la "Iagune" de Poseidonia-Paestum". *Pact* 25 - 14, pp. 257-270.

Guo L., Andrews J., Riding R., Dennis P., Dresser Q. (1996). *Possible microbial effects on stable carbon isotopes in hot springs travertines*. *Journal of sedimentary research* vol.66 n.3, p. 468-473.

Guo L. & Riding R. (1994). *Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, central Italy*. *Sedimentology* 41, 499–520.

Guo L. & Riding R. (1998). *Hot-spring travertine facies and sequences Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy*. *Sedimentology*, 45, 163–180.

Guo L. & Riding R. (1999) *Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy*. *Sedimentology*, 46, 1145–1158.

Hancock P.L., Chalmers R.M.L., Altunel E., Cakir Z. (1999). *Travertines: using travertines in active fault studies*. *Journal of Structural Geology* 21, 903-916.

Harabaglia P., Mongelli G., Paternoster M. (2002). *A geochemical survey of the hypothermal spring, Southern Italy. Sulfate anomalies induced by crustal deformation*. *Environmental Geosciences*, Vol. 9, number 3, 89-101.

Herman J. & Lorah M. (1987). *CO₂ outgassing and calcite precipitation in Falling Spring Creek, Virginia, U.S.A.* *Chemical Geology*, 62, 251-262.

Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. (1994). *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the southern Apennines (Italy)*: *Tectonophysics*, 230, 199–210, doi:10.1016/0040-1951(94)90135-X.

Hoefs (2009). *Stable isotope Geochemistry*. 6th edition. Springer, Berlin, 285 pp.

Horvatincic N., Calic R., Geyh M.A. (2000). *Interglacial Growth of Tufa in Croatia*. *Quaternary Research*, 53, 185-195.

Iaccarino G., Guida D., Basso C. (1988). *Caratteristiche idrogeologiche della struttura carbonatica di Morigerati (Cilento meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 1065-1077.

Improta L., Bonagura M., Capuano P., Iannaccone G. (2003). *An integrated geophysical investigation of the upper crust in the epicentral area of the 1980, Ms = 6.9 Irpinia earthquake (southern Italy)*: *Tectonophysics*, 361, p. 139–169, doi:10.1016/S0040-1951(02)00588-7.

Incoronato A., Nardi G., Ortolani F. (1979). *Assetto strutturale dei massicci carbonatici della Campania meridionale. Implicazioni idrogeologiche*. *Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat.*, Napoli, 45, 479-493.

Irion G. & Müller G. (1968). *Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Swäbische Alb, Germany*. In: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, pp. 157–171. (Eds G. Muller and G.M. Friedman), Springer- Verlag, Berlin.

Irollo G., Ascione A., Cinque A. (2005). *Segnalazione di attività olocenica lungo due fault zones dell'hinterland del Golfo di Napoli*. 24° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS), Roma 15-17 novembre 2005, Riassunti estesi delle comunicazioni, 17- 21.

ISPRA (2012). *Cartografia geologica*. <http://sgi.isprambiente.it/geoportal/catalog/sgilink/sgilink.page>.

Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M. (2000). *Geochemical evidences of melt intrusions along lithospheric faults of Irpinian Apennines (Southern Italy)*. Geodynamic and seismogenetic implications, *J. Geophys. Res.* **105**, B6, 13569–13578.

Italiano F., Martinelli G., Nuccio P. M. (2001). *Anomalies of mantle-derived helium during the 1997– 1998 seismic swarm of Umbria-Marche, Italy*. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 5, 839–842.

Jones B. & Renaut R.W. (1995). *Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya*. *J. Sed. Res.*, 65, 154–169.

Jones B. & Renaut R.W. (1996). *Skeletal crystals of calcite and trona from hot-spring deposits in Kenya and New Zealand*. *J. Sed. Res.*, 66, 265–274.

Jones B. & Renaut R.W. (1998). *Origin of platy calcite crystals in hot-spring deposits of the Kenya Rift Valley*. *J. Sed. Res.*, 69, 913–926.

Jones B. & Renaut R.W. (2008). *Cyclic development of large, complex calcite dendrite crystals in the Clinton travertine, Interior British Columbia, Canada*. *Sed. Geol.*, **203**, 17–35.

Jones B. & Renaut R.W. (2010). *Calcareous spring deposits in continental settings*. In: *Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. (Eds A.M. Alonso- Zarza and L.H. Tanner), Elsevier, Amsterdam, 177–224 pp.

Julia R. (1983). *Travertines*. In: *Scholle, P.A, Bebout, D.G, Moore, C.H (Eds.), Carbonate Depositional Environments*. Memoir of the, 33. America Association of Petroleum Geologists, pp. 64-72.

Jumaily I.S. & Numan M.S. (2009). *Tectonics of quaternary travertine accumulation at al-fatha area in middle Iraq*. *Mineral Research and Exploration Institute Bulletin*, **138**, 1-7.

Kastenmeier P., Di Maio G., Balassone G., Boni M., Joachimski M., Mondillo N. (2010). *The source of stone building materials from the Pompeii archaeological area and its surroundings*. *Period. Mineral., Special Issue*, 39-58.

Kele S., Demény A., Siklósy Z., Németh T., Mária T., Kovács M.B. (2008). *Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalok, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations*. *Sed. Geol.*, **211**, 53–72.

Kele S., Korpas L., Demény A., Kovács-Palffy P., Bajnóczi B., Medzihradzky Z. (2006). *Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies*. *Acta Geologica Hungarica*, Vol. **49/1**, pp. 1–31.

Kele S., Orlando V., Szabó C., Minissale A. (2003). *Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts., Hungary)*. *Acta Geologica Hungarica* **46** (2), 161–175.

Kele S., Özkul M., Gökgöz A., Főrizs I., Baykara M.O., Alçiçek M.C., Németh T. (2011). *Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation*. *Sed. Geol.*, **238**, 191–212.

Kennedy B.M. & van Soest M.C. (2007). *Flow of mantle fluids through the ductile lower crust: Helium isotope trends*. *Science*, v. **318**, p. 1433–1436, doi: 10.1126/science.1147537.

Kennedy B.M., Lynch M.A., Reynolds J.H., Smith S.P. (1985). *Intensive sampling of noble gases in fluids at Yellowstone: I. Early overview of the data; regional patterns*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **49**, p. 1251–1261, doi: 10.1016/0016-7037(85)90014-6.

Kennedy B.M., Reynolds J.H., Smith S.P. (1987). *Helium isotopes: Lower Geyser Basin, Yellowstone National Park*. *Journal of Geophysical Research*, v. **92**, p. 12,477–12,489, doi: 10.1029/JB092iB12p12477.

Kennedy B.M., Torgersen T., van Soest M.C. (2002). *Multiple atmospheric noble gas components in hydrocarbon reservoirs: A study of the northwest shelf, Delaware Basin, SE New Mexico*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **66**, p. 2807–2822, doi: 10.1016/S0016-7037(02)00883-9.

Kerrick R. (1986). *Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic and mechanical effects*. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 225–268.

- Liu Z., Yuan D., He S. (1997).** *Stable Carbon Isotope Geochemical and Hydrochemical Features in the System of Carbonate-H₂O-CO₂, and Their Implications--Evidence from Several Typical Karst Areas of China.* Acta Geologica Sinica Vol. 71 No. 4.
- Liu Z., Yuan ., He S., Zhang M., Zhang J. (2000).** *Geochemical features of the geothermal CO₂-water-carbonate rock system and analysis on its CO₂ sources.* Science In China (Series D), Vol. 43 No. 6.
- Liu Z., Svensson U., Dreybrodt W., Yuan D., Buhmann D. (1995).** *Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Huanglong Ravine, China: Field measurements and theoretical prediction of deposition rates.* Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59, No. 15, pp. 3087-3097.
- Liu Z., ZhanG M., Li Q., You S. (2003).** *Hydrochemical and isotope characteristics of spring water and travertine in the Baishuitai area (SW China) and their meaning for paleoenvironmental reconstruction.* Environmental Geology, 44, 698–704.
- Locati M., Camassi R., Stucchi M. (2011).** *DBMI11, the 2011 version of the Italian Macroseismic Database:* Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- Longinelli A. & Selmo E. (2003).** *Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map.* Journal of Hydrology 270, 75–88.
- Lojen S., Trkov A., Ščančar J., Vázquez-Navarro J. A., Cukrov N. (2009).** *Continuous 60-year stable isotopic and earth-alkali element records in a modern laminated tufa (Jaruga, river Krka, Croatia): Implications for climate reconstruction.* Chemical Geology 258, 242–250.
- Maggi C., Frepoli A., Cimini G.B., Console R., Chiappini R. (2009).** *Recent seismicity and crustal stress field in the Lucanian Apennines and surrounding areas (southern Italy): Seismotectonic implications: Tectonophysics, v. 463, p. 130–144, doi:10.1016/j.tecto.2008.09.032.*
- Magliulo P., Russo F., Pignone M. (2004).** *Evidenze geomorfologiche di faglie simicamente attive nella bassa valle del Calore beneventano (Appennino Campano).* 23° Convegno Nazionale GNGTS, Volume Riassunti estesi, 260-263.
- Makhnach N., V. Zernitskaya, I. Kolosov, O. Demeneva, G. Simakova (2000).** *d 18O and d 13C in calcite of freshwater carbonate deposits as indicators of climatic and hydrological changes in the Late-Glacial and Holocene in Belarus.* Journal of Geochemical Exploration 69–70 435–439.
- Manfra L., Masi U., Turi B. (1974).** *Effetti isotopici della diagenesi dei travertini.* Geol. Romana, 13, 147-156.
- Manfra L., Masi U., Turi B. (1976).** *La composizione isotopica dei travertini del Lazio.* Geologica Romana, 15, 127-174.
- Manzo E., Perri E., Tucker M. E. (2012).** *Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley – southern Italy).* Sedimentology, 59, 2, 553–577, doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01266.x.
- Martín-Algarra A., Martìn-Martìn M., Andreo B., Julia R., Gonzalez-Gomez C. (2003).** *Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and paleoclimatological evolution of a karst massif.* Sedimentary Geology, 161, 217–228.
- Massa B., Di Bucci D., Tornaghi M.E., Zuppetta A. (2005).** *Geological survey of Quaternary deposits in the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy).* Boll. Soc. Geol. It. Volume speciale, n. 4, 105-117
- Massa B., Morabito S., Zuppetta A. (2007).** *Geological studies to investigate areas of active tectonics: an example from Southern Italy.* Rend. Soc. Geol. It., 5, Nuova Serie, 176.
- Mazzoli S., D'Errico M., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C., Shiner P., Zattin M. (2008).** *Tectonic burial and “young” (<10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold and thrust belt (Italy).* Geology, v. 36, p. 243–246, doi:10.1130/G24344A.1.
- Mazzotti A., Stucchi E., Fradelizio G.L., Zanzi L., Scandone P. (2007).** *Re-processing of the CROP-04 seismic data:* Bollettino della Società Geologica Italiana, 7, 141–153.

- Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E. (2008).** *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory.* Tectonophysics, **450**, 85–108.
- Merz M. & Zankl H. (1991).** *The influence of the sheath on carbonate precipitation by cyanobacteria.* Spec. Vol. Boll. Soc. Paleont. It., **1**, 325-331.
- Merz-Preiss M. & Riding R. (1999).** *Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes.* Sediment. Geol., **126**, 103–124.
- Michetti A., Brunamonte F., Serva L., Vittori E. (1996).** *Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, Central Italy): geological evidence of large historical events.* Journal of Geophysical Research, **101**, 5921-5936.
- Minissale A. (1991).** *Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonics.* Applied Geochemistry, Vol. **6**, pp. 201-212.
- Minissale A. (2004).** *Origin, transport and discharge of CO₂ in central Italy.* Earth Sci. Rev., **66**, 89-141.
- Minissale A., Evans W. C., Magro G., Vaselli O. (1997).** *Multiple source components in gas manifestations from north-central Italy.* Chemical Geology **142** (1997) 175 – 192.
- Minissale A., Kerrick D.M., Magro G., Murrell M.T., Paladini M., Rihs S., Sturchio N.C., Tassi F., Vaselli O. (2002a).** *Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications.* Elsevier - Earth Planet. Sci. Lett., **203**, 709-728.
- Minissale A., Magro G., Martinelli G., Vaselli O., Tassi G.F. (2000b).** *Fluid geochemical transect in the Northern Apennines (central-northern Italy): fluid genesis and migration and tectonic implications.* Tectonophysics **319**, 199–222.
- Minissale A. & Vaselli O. (2011).** *Karst springs as “natural” pluviometers: Constraints on the isotopic composition of rainfall in the Apennines of central Italy.* Appl. Geoch. **26**, 838–852.
- Minissale A., Vaselli O., Tassi F., Magro G. & Grechi G.P. (2002b).** *Fluid mixing in carbonate aquifers near Rapolano (central Italy): chemical and isotopic constraints.* Applied Geochemistry, **17**, 1329-1342.
- Monroe S.A., Antweiler R.C., Hart R.J., Taylor H.E., Truini M., Rihs J.R., Felger T.J. (2005).** *Chemical characteristics of ground-water discharge along the South Rim of Grand Canyon in Grand Canyon National Park, Arizona, 2000–2001: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5146*, 59 p.
- Montone P. (1997).** *The active crustal stress: methods and results in Italy.* Il Quaternario, **10** (2), 313-320.
- Morse J.W. & Mackenzie F.T. (1990).** *Geochemistry of Sedimentary Carbonates.* Elsevier.
- Newell D. L. & Crossey L. J. (2005).** *Geochemistry of Travertine-depositing Springs of the Rio Grande Valley, New Mexico.* Department of Earth and Planetary Sciences, University of New Mexico Summary Report to New Mexico Water Resources Research Institut.
- Newell D. L., Crossey L. J., Karlstrom K. E., Fischer T. P., Hilton D. R. (2005).** *Continental-scale links between the mantle and groundwater systems of the Western United States; evidence from travertine springs and regional He isotope data.* GSA Today **15**, 4–10.
- Nicotera P. & De Riso R. (1969).** *Idrogeologia del Vallo di Diano.* Memorie e Note dell’Istituto di Geologia Applicata dell’Universit_a di Napoli, **11**, 1–75.
- Ortolani F. (1974).** *Faglia trascorrente pliocenica nell’Appennino campano.* Boll. Soc. Geol. It., **93**.
- Ortolani F., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Stanzione D., Zenone F. (1981).** *Prospettive geotermiche dell’Irpinia centrale (Appennino meridionale): studio geologico-strutturale e geochimico.* Bollettino della Società Geologica Italiana, **100**, 139–159.
- Ortolani F. & Torre M. (1971).** *Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell’Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **92**.

- Özkul M., Varol B. & Alcicek M.C. (2002).** *Depositional environments and petrography of the Denizli travertines.* Miner. Res. Expl. Bull., **125**, 13–29.
- Panichi C. & Tongiorgi E. (1976).** *Carbon isotopic composition of CO₂ from spring, fumeroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: A preliminary prospection method of geothermal area - Proc. 2nd UN Symp. on the develop. and Use of Geotherm. Energy, San Francisco, U.S.A., pp. 815-825.*
- Pantosti, D., D’Addezio, G., Cinti, F.R. (1993b).** *Paleoseismological evidence of repeated large earthquakes along the 1980 Irpinia earthquake fault:* Annali di Geofisica, v. **36**, 1, 321–330.
- Pantosti D., Schwartz D.P., Valensise G. (1993a).** *Paleo seismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: Implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy.* Journal of Geophysical Research, 98, no. B4, 6561–6577, doi:10.1029 /92JB02277.
- Pantosti D., & Valensise G. (1990).** *Faulting mechanism complexity of the November 23, 1980, Campania-Lucania earthquake inferred from surface observations.* Journal of Geophysical Research, v. 95, no. B10.p. 15,319–15,341, doi:10.1029/JB095iB10p15319.
- Parisi S. (2009).** *Hydrogeochemical tracing of the groundwater flow pathways in the Mount Vulture Volcanic aquifer system (Basilicata, Southern Italy).* unpublished, PhD thesis, University of Basilicata. 288 p.
- Parkhurst D., Appelo C.A.J. (1999).** *User’s guide to Phreeqc (version 2). A computer program for speciation, batch reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations.* U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Parotto M. & Praturlon A. (1975).** *Geological summary of the Central Apennines.* In: Ogniben, L., eds.: Structural Model of Italy, Quaderni della Ricerca Scientifica, **90**, 257–311, Rome.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990).** *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times.* Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- Patacca E. & Scandone P. (2001).** *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene).* In Vai, G.B. and Martini, I.P., eds., Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins: Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 401-440.
- Paternoster (2005).** *Mount Vulture volcano (Italy): a geochemical contribution to the origin of fluids and to a better definition of its geodynamic setting.* PhD Thesis, Università di Palermo.
- Paternoster M. & Mongelli G. (2000).** *Hydrogeochemistry of the Telese spring, southern Apennines, Italy.* Miner. Petrogr. Acta, vol. XLIII, pp. 167-178.
- Pedley H.M. (1990).** *Classification and environmental models of cool freshwater tufas.* Sedimentary Geology, 68, 143-154.
- Pedley H.M. (2009).** *Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments.* Sedimentology **56**, 221–246.
- Pedley H.M., Ordoñez S., Gonzalez-Martin J.A., Garcia del Cura M.A. (1996).** *Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **121**, 239–257.
- Pedley H.M. & Rogerson M. (2010).** *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls.* Geological Society Special Publications, London, UK. pp. 336–355.
- Pentecost A. (1994).** *Formation of laminate travertines at Bagno Vignoni, Italy.* Geomicrobiol. J., **12**, 239–252.
- Pentecost A. (1995).** *The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor.* Quat. Sci. Rev., Vol. **14**, 1005-1028.
- Pentecost A. (2003).** *Cyanobacteria associated with hot spring travertines.* Can. J. Earth Sci., 40, 14471457.
- Pentecost A. (2005).** *Travertine.* Springer-Verlag. 445 p.

- Pentecost A. & Coletta P. (2004).** *A note on the travertines of Suio, Roccamonfina, with reference to their microbial communities and geochemical origins.* Department of Health and Life Science, King's College London.
- Pentecost A. & Coletta P. (2007).** *The role of photosynthesis and CO₂ evasion in a quantitative investigation at an important travertine-depositing hot spring, travertine formation: Le Zitelle, Lazio, Italy.* Journal of the Geological Society, London, Vol. 164, 2007, pp. 843–853. Printed in Great Britain.
- Pentecost A. & Tortora C. (1989).** *Bagni di Tivoli, Lazio: a modern travertine depositing site and its associated microorganism.* Boll. Soc. Geol. Ital., **108**, 315–324.
- Pentecost A. & Viles H. (1994).** *Review and assessment of travertine.* Géographie physique et Quaternaire, vol. **48**, no 3, p. 305-314.
- Piscopo V., Allocca V., Brusa G., Cesario M., Monetti V., Pianese L. (2000).** *Il fronte sorgentizio di Castellammare di Stabia (Napoli): variazione del grado di mineralizzazione delle acque sotterranee per l'eterogeneità dell'acquifero carbonatico costiero.* Boll. Soc. Geol. It. **119**, 567-580.
- Piscopo V., Scalise A.R., Summa G., Tranfaglia G. (2009).** *La Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale. Metodi ed analisi territoriali per l'identificazione e la caratterizzazione dei corpi idrici sotterranei (Direttiva 2000/60/CE).* L'Acqua **4**, 21-32.
- Pola M., Gandin A., Tuccimei P., Soligo M., Deianas R., Fabbri P., Zampieri D. (2011).** *The Montirone travertine mound: a multidisciplinary approach: implications for the Euganean geothermal Field.* Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. **16**, 28-29
- Pola M., Gandin A., Tuccimei P., Soligo M., Deianas R., Fabbri P., Zampieri D. (2014).** *A multidisciplinary approach to understanding carbonate deposition under tectonically controlled hydrothermal circulation: A case study from a recent travertine mound in the Euganean hydrothermal system, northern Italy.* Sedimentology, **61**, 172–199.
- Porfido S., Esposito E., Vittori E., Tranfaglia G., Michetti A.M., Blumetti A.M., Ferrelli L., Guerrieri L., Serva L. (2002).** *Areal distribution of ground effects induced by strong earthquakes in Southern Apennines (Italy).* Surv. Geophys., **23**, 529-562.
- Principe C. (2006).** *La geologia del Monte Vulture.* CNR.
- Rainey D.K. & Jones B. (2009).** *Abiotic versus biotic controls on the development of the Fairmont Hot Springs carbonate deposit, British Columbia, Canada.* Sedimentology, **56**, 1832–1857.
- Riding R. (1991).** *Calcareous Algae and Stromatolites.* Springer-Verlag, Berlin, 571 pp.
- Riding R. & Liang L. (2005).** *Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **219**, 101-115.
- Riccio A., Riggio F., Romano P. (2001).** *Sea level fluctuations during Oxygen Isotope Stage 5: new data from fossil shorelines in the Sorrento Peninsula (Southern Italy).* Zeit. fur Geom., **45**, 1, 121-137.
- Rogozhin E., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Commerci V., Marco S., McCalpin J., Morner N.A. (2003).** *An innovative approach for assessing earthquake intensities: the proposed inqua scale based on seismically induced ground effects in the environment.* XVI Inqua Congress, Reno (USA).
- Rolandi, G., Bellucci, F., Heizler, M.T., Belkin, H.E., De Vivo, B. (2003).** *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Ital.* Mineralogy and Petrology, v. **79**, p. 3-31.
- Rollinson H. (1993).** *Using Geochemical Data.* Longman, London, UK. 352 pp.
- Rouchon V., Gillot P. Y., Quidelleur X., Chiesa S., & Floris B. (2008).** *Temporal evolution of the Roccamonfina volcanic complex (Pleistocene), Central Italy.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177**(2), 500-514.
- Santangelo N. (1991).** *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campanolucano (Italia meridionale).* Tesi di Dottorato, Univ. "Federico II", Napoli.

- Santangelo N. (2003).** *Interazione tra tettonica recente e processi geomorfici.* Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences **16**(1), 35-42.
- Santangelo, N., Ciampo, G., Di Donato, V., Esposito, P., Petrosino, P., Romano, P., Russo Ermolli, E., Santo, A., Toscano, F., Villa, I. (2010).** *Late Quaternary buried lagoons in the northern Campania plain (southern Italy): evolution of a coastal system under the influence of volcano-tectonics and eustatism.* Italian Journal of Geosciences, **129**, 156–175.
- Santangelo N. & Santo A. (1995).** *Karst processes and exhumed landscapes in the Alburni mountains (Southern Italy).* Abstract III Int. Conf. on Geomorphology 1993 Hamilton, Ontario.
- Santo A. (1993).** *Idrogeologia dell'area carsica di Castelcivita (M. Alburni - SA).* Geol. Appl. e idrog., Bari. Vol. XXVIII.
- Santo, A., Ascione, A., Del Prete, S., Di Crescenzo, G., Santangelo, N. (2011).** *Collapse sinkholes distribution in the carbonate massifs of central and southern Apennines.* Acta Carsol., **40**, 95–112.
- Sartori, R. (2003).** *The Thyrrhenian backarc basin and subduction of the Ionian lithosphere.* Episodes, **26**, 217-221.
- Savelli C. & Wesepohl K.H. (1969).** *Geochemische Untersuchungen an Sinterkalken (Travetines).* Contr. Mineral. Petrol., **21**, 238-256.
- Schiattarella M. (1998).** *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy.* In: Holdsworth R.E., Strachan R.A. & Dewey J.F. (eds), «Continental Transpressional and Transtensional Tectonics». Geological Society, London, Spec. Publ., **135**, 341-354.
- Schiattarella M., Beneduce P., Di Leo P., Giano S.I., Giannandrea P., Principe C. (2005).** *Assetto strutturale ed evoluzione morfotettonica quaternaria del vulcano del Monte Vulture (Appennino lucano).* Boll. Soc. Geol. It., **124** (2005), 543-562.
- Schwarcz H.P. (1990).** *Dating travertine.* 113-116, in: J.S. Herman, D.A. Hubbard Jr., Travertine-Marl: Stream deposits of Virginia, Virginia Division of Mineral Resources, Publication **101**, Charlottesville, Va (Virginia Division of Mineral Resources).
- Serri G., Innocenti F., Manetti P. (2001).** *Magmatism from Mesozoic to Present: petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications.* In: GB Vai IP Martini (Eds) Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, 77-104.
- Serva L., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Vittori E., Comerci V. (2007).** *Environmental effects from fi ve historical earthquakes in southern Apennines (Italy) and macroseismic intensity assessment: Contribution to INQUA EEE Scale Project: Quaternary International,* **173–174**, p. 30–44, doi:10.1016/j.quaint.2007.03.015.
- Sibson R.H. (1996).** *Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes.* J. Struct. Geol., **18**, 1031-1042.
- Sibson R.H. (2000).** *Fluid involvement in normal faulting.* Journal of Geodynamics, **29**, 469-499.
- Taddeucci A. & Voltaggio M. (1987).** *Th-230 dating of the travertines connected to the Vulsini Mts. Volcanism (Northern latium, Italy): neotectonics and hydrogeology.* Period. Miner., **56**, 295–302.
- Talenti M. & Borgioli N. (1947).** *L'acqua ipertermale S. Antonio al Monte (Terme Rosapepe)* Estratto da: Annali di Chimica Applicata, **38**, 195-211.
- Toutain J.P. & Baubron J.C. (1999).** *Gas geochemistry and seismotectonics: a review.* Tectonophysics, **304**, 1–27.
- Tuccimei P. (2011).** *Uranium-series and trapped charge dating of tufa and travertines.* Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. **16**, 35.
- Tuccimei P., Conforti M., Funicello R., Soligo M. (2001).** *Datazioni U/Th delle placche travertinose di Fiano Romano e Pian Paradiso (Lazio, Italia) e tettonica tardo-Quaternaria.* Proc. Geotalia, 124–125 (abs.).

- Turi B. (1986).** *Stable isotope geochemistry of travertines*. In: P. Fritz and J.C. Fontes (Eds) - *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. 2. Terrestrial Environment, B. Elsevier, Amsterdam, 207- 238.
- Uzdowski E., Hoefs J. & Menschel G. (1979).** *Relationships between ¹³C and ¹⁸O fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring: a model of chemical variations with inorganic CaCO₃ precipitation*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 267-276.
- Uysal I.T., Feng Y., Zhao J.X., Altunel E., Weatherley D., Karabacak V., Cengiz O., Golding S.D., Lawrence M.G., Collerson K.D. (2007).** *U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 450–462.
- Uysal T., Feng Y., Zhao J., Isik V., Nuriel P., Golding S.D. (2009).** *Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary*. *Chemical Geology*, **265**, 442-454.
- Valensise & Pantosti (2001).** *The investigation of potential Earthquake sources in peninsula Italy*. *Journal of Seismology*, **5**, 3, 287-306.
- Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Morelli, A., Gasperini, P., E. Boschi (2004).** *An atlas of Mediterranean seismicity*. *Annals of Geophysics*, suppl., **47**, 247–306.
- Violante C. & D'Argenio B. (2000).** *I travertini alle origini e nel declino dell'antica città di Poseidonia-Paestum (2500-1000 anni prima del presente)*. *Atti Conv. Geoben 2000*, Torino.
- Violante C., D'Argenio B., Ferreri V., Golubic S. (1994).** *"Quaternary travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system"*. I.A.S. 15th Reg. Meet., 13-15 April 1994, Ischia, Guide Book to the Field Trips, pp. 3-23.
- Violante C., Ferreri V., D'Argenio B. (1996).** *"Modificazioni geomorfiche legate alla deposizione di travertino"*. *Il Quaternario, Italian J. of Quat. Sciences*, **9/1**, pp. 213-216.
- Vitale C. (2005).** *L'evoluzione morfotettonica plio-quadernaria del sistema Golfo di Salerno-Piana del Sele-Monti Picentini (Appennino Meridionale)*. Tesi di Dottorato Università "Federico II" di Napoli, XVII ciclo.
- Voltattorni N., Caramanna G., Cinti D., Galli G., Pizzino L., Quattrocchi F. (2006).** *Study of CO₂ natural emissions in different Italian geological scenarios: a refinement of natural hazard and risk assessment*. In: "Adv. in Geol. Stor. of CO₂", NATO Sc. Ser., Springer Publishing, Berlin, 175-190.
- Weed (1889).** *On the formation of siliceous sinter by the vegetation of thermal springs*. *Am.Sci.*, **37**, 351-359.
- Westaway, R., & Jackson, J. (1984).** *Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980*: *Nature*, **312**, 436–438, doi: 10.1038/312436a0.
- Westaway R. & Jackson J. (1987).** *The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy)*: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **90**, 375–443, doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb00733.x.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare quanti mi sono stati vicino durante l'esperienza del dottorato, le molte persone che hanno contribuito direttamente o indirettamente alla realizzazione di questa tesi.. Prima di tutto ringrazio la mia tutor, Prof.ssa Nicoletta Santangelo per avermi seguito in questo percorso con dedizione e comprensione. Se ho potuto raggiungere questo importante traguardo è soprattutto grazie a lei.

Grazie ai co-tutor, Prof.ssa Alessandra Ascione, Prof. Alessandro Iannace e Prof. Antonio Santo, per il tempo che mi hanno dedicato: il loro contributo è stato prezioso e indispensabile.

Ringrazio la mia *referee*, Prof.ssa Paola Tuccimei, per avermi dato utili suggerimenti per migliorare la mia tesi.

Ringrazio i Proff. Mariano Parente, Piergiulio Cappelletti e Luigi Franciosi per aver messo a mia disposizione i laboratori per la preparazione delle polveri per le analisi, il Dott. Sergio Bravi per l'aiuto nella realizzazione delle sezioni sottili, il Prof. Sabatino Ciarcia per la foto e gli interessanti spunti di riflessione, il Dott. Dieter Buhl per le analisi isotopiche, la Dott.ssa Mattia e il Dott. Summa per avermi fornito dati chimico-fisici e simpatiche spiegazioni sul Monte Vulture, Peppe Langella e suo padre il Dott. Luigi Langella per il campione di Sarno.

Ringrazio mio cognato Marco, per tutto, e i ragazzi del Germoglio: Fiorenzo, Angelo, Gianluca, Pino... è anche grazie a voi se sono qui oggi, grazie alla vostra comprensione! e grazie perché lavorando con voi ho potuto portare a termine questo percorso.

Un grazie a Paola, Ivano, Augusto, a Tatyana e Ciccio per l'immensa disponibilità, a Sarella, la mia collega di dottorato con la quale ho condiviso quest'esperienza e numerose notti al telefono con tante risate.. alla mia amica Federica, uno dei tesori più grandi che mi ha regalato questa esperienza di dottorato.

Un ringraziamento a Gianluca, per le uscite in campagna, i numerosi passaggi a Napoli (con la mia cassetta piena di travertini..), le cene e gli spuntini di salvataggio, la compagnia... grazie di tutto! hai saputo rendere meno pesante questo percorso!

Infine ringrazio la mia famiglia che con ironia e concretezza non ha mai smesso di essere un punto di riferimento fondamentale della mia vita. Questa tesi la dedico a voi.